

Centralblatt
für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem
Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

Herausgegeben von

R. Brauns, in Bonn
A. Bergeat, in Kiel
E. Hennig, in Tübingen
J. F. Pompeckj in Berlin

Jahrgang 1921

Mit zahlreichen Figuren im Text



STUTTGART 1921
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
(Erwin Nägele)

Druck von Carl Grüninger Nachf. Ernst Klett, Buchdruckerei Zu Gutenberg, Stuttgart.

Inhalt.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Bücherbesprechungen.

Miscellanea.

Personalia.

Sachregister

zum Centralblatt für Mineralogie etc. 1921.

Die Original-Mitteilungen sind *kursiv* gedruckt.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Zur Frage der Beziehungen von Kristallisation und Schieferung in metamorphen Gesteinen.

Von **H. P. Cornelius.**

Die Prozesse, welche zur Umwandlung von normalen Sedimenten oder Erstarrungsgesteinen in kristalline Schiefer führen, pflegen in zwei ganz verschiedenen Richtungen umgestaltend auf jene einzuwirken. Einmal wird der Mineralbestand umgeformt: tonige Substanz zu Glimmern oder Tonerdesilikaten verschiedener Art — Feldspäte unter Umständen zu Sericit oder zu Albit und Zoisit —, um nur einige Beispiele anzuführen. Untrennbar verbunden mit dieser mineralischen Umgestaltung ist die Ausbildung bestimmter Strukturformen: neben der allgemeinen Eigentümlichkeit der Umwandlung in festen Zustand: der mangelhaften Entwicklungsmöglichkeit der einzelnen Komponenten, sind für sie vor allem die speziellen Eigenschaften der letzteren bestimmend, wie Kristallisationsvermögen, bevorzugte Wachstumsrichtungen usw. So entstehen die Pflaster-, Sieb-, Filzstrukturen der metamorphen Gesteine — mit einem Wort: die kristalloblastischen Strukturen.

Die andere Richtung, in welcher eine Umwandlung der Gesteine stattfindet, betrifft die räumliche Anordnung von deren einzelnen Gemengteilen, die Textur (Grubenmann). Bei der Mehrzahl der metamorphen Gesteine besteht deren Haupteigentümlichkeit in der bevorzugten Stellung einer bestimmten Ebene, der Schieferungsebene, indem die meisten oder alle Gesteinsbestandteile plattig oder säulig entwickelt und mit ihren größten Durchmessern mehr oder weniger parallel orientiert sind; häufig sind gleichzeitig die einzelnen Gemengteile der Art nach geschieden, in parallelen Lagen angeordnet. Wir bezeichnen ja deshalb die meisten metamorphen Gesteine als kristalline Schiefer.

Die genannten beiden Hauptgruppen von Merkmalen metamorpher Gesteine, der spezifische Mineralbestand und die schieferigen Texturen, sind voneinander in weitgehendem Maße unabhängige Komplexe von Erscheinungen. Dies ist eine Tatsache, welche vielfach nicht genügend beachtet worden ist. Und doch liegen Beobachtungen genug vor, aus welchen sie hinreichend klar hervorgeht.

Zunächst gibt es zahlreiche Beispiele von Gesteinen, die lokal, im Zusammenhang mit intensiven tektonischen Störungen, starke Schieferung zeigen, ohne daß damit eine Änderung des Mineralbestandes verbunden wäre — ja vielfach nicht einmal eine Neukristallisation: das Mikroskop zeigt, daß die Schieferung auf rein mechanischem Wege, bloß durch Zertrümmerung der ursprünglich vorhandenen Gesteinsbestandteile zustande gekommen ist. Über diese Tatsache dürften wohl alle heutigen Petrographen einig sein — sie hat zur Erledigung der Theorie des „Dynamometamorphismus" im alten Sinne geführt. Ein weiteres Eingehen darauf erscheint folglich nicht geboten.

Weit weniger Beachtung hat die andere Tatsache gefunden, daß zahlreiche metamorphe Gesteine mit vollständiger Unberührtheit der ursprünglichen Textur mehr oder minder weitgehende Umgestaltung des Mineralbestandes verbinden [1] —, und zwar eine Umgestaltung in derselben Richtung, wie man sie sonst an dem gleichen Gestein mit textureller Deformation einhergehen zu sehen gewohnt ist. Einige Beispiele mögen das Gesagte erläutern.

Im Oberengadin treffen wir große Massen von granitischen und anderen Erstarrungsgesteinen, ausgezeichnet durch die schön grüne Farbe ihrer Plagioklase — die bekannten Albula- und Juliergranite. Sie liegen deckenförmig überschoben auf mesozoischen Sedimenten, wie aus einer Reihe von neueren Untersuchungen [2] hervorgeht. In der Nachbarschaft der Bewegungsflächen, auch solcher von untergeordneter Bedeutung, sind die Granite stets, z. T. sehr intensiv, geschiefert. Im Mikroskop beobachtet man dort (neben weitgehender mechanischer Zertrümmerung sämtlicher Gemengteile) stets reichliche Neubildung von Sericit auf Kosten vor allem des Plagioklases, der in zahlreichen Fällen vollständig aufgezehrt erscheint. Abseits von diesen Zonen intensiver Umformung aber gibt es weite Strecken, wo man keine Spur von Schieferung sieht — vielmehr durchweg der rein massigen Textur des normalen, in keiner Weise deformierten Massengesteins begegnet. Und doch überrascht auch hier auf Schritt und Tritt den Beobachter die schon erwähnte grüne Farbe der Plagioklase — auch hier bedingt, wie das Mikroskop zeigt, durch die Neubildung von unzähligen feinen Sericitschüppchen. Fast stets überwuchern sie den

[1] Selbstverständlich ist nicht die Rede von kontaktmetamorphen Gesteinen, bei welchen ein derartiges Verhältnis nichts Auffallendes an sich hat.

[2] F. Zyndel, Über den Gebirgsbau Mittelbündens. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. Neue Folge. 41. 1912. — H. P. Cornelius, Petrographische Untersuchungen in den Bergen zwischen Septimer- und Julierpaß. N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XXXV. 1912. p. 374. — R. Staub, Zur Tektonik des Berninagebirges. Vierteljahrsschr. naturf. Ges. Zürich 1914. p. 329.

ursprünglichen Plagioklas derart, daß dessen genaue Bestimmung unmöglich wird — selbst wo man die Zwillingslamellen noch hindurchschimmern sieht[1]; aber irgend eine Gesetzmäßigkeit in der Anordnung dieser Neubildungen — eine Tendenz zur Anordnung in parallelen Ebenen ist auch im Mikroskop niemals zu erkennen: als vollständig regelloses Haufwerk erfüllen sie das Muttermineral.

Wir haben also in dem nicht geschieferten Gestein die Tendenz zu der gleichen mineralischen Umwandlung, welche das vollständig deformierte beherrscht.

In dem soeben angeführten Falle handelt es sich um ein Beispiel aus der Zone vorwiegend mechanischer Gesteinsumformung, wo nur besonders empfindliche Mineralien (wie die Plagioklase) der chemischen Umwandlung erliegen. Aber ganz entsprechende Erscheinungen sind vielfach zu beobachten auch in Regionen, wo sich die Metamorphose vorwiegend auf dem Wege der Umkristallisation äußert.

Und zwar bieten hier, in den Westalpen, vor allem die „grünen Gesteine“ eine Fülle von Beispielen — jene mannigfaltige Gesellschaft von mehr oder weniger umgewandelten Gabbros, Diabasen, Peridotiten usw., welche sich in breitem Gürtel durch die ligurischen, piemontesischen, penninischen Alpen ziehen und, nach Unterbrechung im Tessin, im südlichen Graubünden und den benachbarten italienischen Tälern nochmals große Bedeutung gewinnen.

In der letztgenannten Gegend, in den Bergen östlich des Monte Disgrazia in der oberen Val Malenco, spielt unter den grünen Gesteinen neben dem vorwaltenden Serpentin auch Gabbro eine bedeutende Rolle[2]. Er hat in einzelnen (freilich der Masse nach untergeordneten) Partien die ursprüngliche massige Textur vollständig bewahrt, ohne jede Spur von Schieferung. Aber der ursprüngliche Mineralbestand ist zumeist restlos verschwunden: einheitliche Individuen von blaßgrüner uralitischer Hornblende — öfters noch unter Erhaltung der Zwillingslamellierung nach (100) —, in anderen Fällen wirre Aggregate desselben Minerals sind an die Stelle der Pyroxene getreten; der Plagioklas ist regellosen Haufwerken von Zoisitstengeln mit Untergrund von neugebildetem Albitpflaster gewichen, und an seinen Grenzen gegen den ursprünglichen Pyroxen haben sich gelegentlich kleine Granatindividuen angesiedelt.

[1] Daß es sich dabei nicht etwa um eine Verwitterungserscheinung handelt, geht hervor aus einer Angabe von Züst (Über granitische und diabasische Gesteine in der Umgebung von Ardez. Diss. Zürich 1905), wonach die Feldspäte eines von ihm analysierten Granits aus dem Albulatunnel besonders lebhaft grüne Färbung zeigten; und dort, mehrere 100 m unter der Erdoberfläche, kann von Verwitterung nicht mehr die Rede sein.

[2] Kurz erwähnt in: H. P. Cornelius. Zur Kenntnis der Wurzelregion im unteren Veltlin. N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XL. 1915. p. 260.

— Von diesen rein massigen Gesteinen finden sich Übergänge zu mehr oder minder flaserigen Typen und endlich zu vollkommen geschieferten, die meist auch intensive Fältelung zeigen; der Menge nach walten sie gegenüber den massig gebliebenen Gesteinen bedeutend vor. Kataklastische Erscheinungen fehlen anscheinend so gut wie gänzlich. Die Paralleltextur kommt durch Anordnung der einzelnen Gemengteile — Hornblende, Zoisit, Albit — in getrennten Lagen zustande, verbunden mit paralleler Stellung der Längsachsen der einzelnen Individuen. Aber der Mineralbestand ist auch in den stärkst geschieferten Typen im wesentlichen derselbe wie in den vollständig massigen; der einzige Unterschied ist der, daß Chlorit und heller Glimmer, die in den letzteren nur ganz untergeordnet auftreten, in jenen z. T. größere Bedeutung gewinnen. — Analoge Umwandlungserscheinungen hat R. W. Schäfer[1] von den Gabbrogesteinen des Allalingebietes im Wallis beschrieben; auch dort finden sich texturell unveränderte Gesteine in derselben Richtung und z. T. gerade so vollständig ummineralisiert wie die vollkommen geschieferten.

Ganz entsprechende Beobachtungen lassen sich auch an anderen Gliedern der Gruppe der grünen Gesteine anstellen, z. B. den Peridotiten und den Diabasporphyriten. Ein näheres Eingehen darauf erscheint an dieser Stelle nicht geboten; nur ein Beispiel sei noch kurz erwähnt wegen der absonderlichen Art der mineralischen Umgestaltung. Bei diesem, von S. Franchi[2] beschriebenen und abgebildeten Diabasporphyrit ist die ursprüngliche Erstarrungsstruktur in geradezu wunderbarer Weise erhalten geblieben — von Schieferung keine Spur wahrnehmbar. Die scharf rechteckig umrissenen Plagioklaseinsprenglinge sind in Lawsonit übergegangen, neben dem der gleichfalls neugebildete Albit stark zurücktritt. In der Grundmasse ist der ursprüngliche Pyroxen noch in geringen Resten erhalten geblieben; in der Hauptsache aber hat er regellos im Gestein orientierten Nadeln von grüner Hornblende, parallel verwachsen mit Glaukophan, Ursprung gegeben. Ein feiner Filz des letztgenannten Minerals erfüllt die Zwischenräume; Lawsonit, Zoisit, Klinochlor erscheinen ihm in kleinen Individuen beigemengt.

Daneben erwähnt Franchi auch geschieferte Vertreter ganz der gleichen Mineralkombination — mit dem einzigen Unterschiede, daß in diesen auch der Pyroxen vollständig verschwunden ist, der

[1] R. W. Schäfer, Über die metamorphen Gabbrogesteine des Allalingebietes im Wallis, zwischen Zermatt und Saastal. Tscherm. Min. u. petr. Mitt. 15. 1896.

[2] S. Franchi, Contribuzione allo studio delle roccie a glaucofane e del metamorfismo onde ebbero origine nella regione ligure-alpina-occidentale. Boll. com. geol. Ital. 1902. p. 255.

in dem massigen Gestein noch einen letzten Rest des ursprünglichen Mineralbestandes darstellte.

Die angeführten Beispiele dürften genügen, um die Richtigkeit der vorangestellten Behauptung zu erweisen: daß die Umwandlung des Mineralbestandes durchaus unabhängig ist von der Ausbildung der parallelen Textur. Wenn erstere auch gelegentlich in massig gebliebenen Gesteinen nicht so vollständig verläuft wie in den texturell umgeformten, so hat sie doch auch in jenen, in allen erwähnten Fällen, den Weg bereits beschritten, den sie in den geschieferten Typen zu Ende gegangen ist.

Hieraus folgt aber mit Notwendigkeit, daß diejenigen Faktoren, welche die Ausbildung der Schieferung zur Folge haben, für die Umbildung des Mineralbestandes nicht oder doch nur in nebensächlicher Weise bestimmend sind.

Was sind das nun für Faktoren?

Bei Beantwortung dieser Frage seien alle die Fälle übergangen, wo die Schieferung primärer Natur ist — als Fluidalerscheinung usw. in Erstarrungsgesteinen, Feinschichtung in Sedimenten; und ebenso diejenigen, wo die Schieferung eines metamorphen Gesteins als „kristallin abgebildete“[1] Primärschieferung zu deuten ist. Nur von der Schieferung der „kristallinen Schiefer zweiter Art“, wie sie Erdmannsdörffer[2] nennt — der unter wesentlicher Mitwirkung tektonischer Vorgänge umgeformten Gesteine —, sei im folgenden die Rede.

Als bestimmenden Faktor für die Ausbildung der Paralleltexturen solcher Gesteine faßt die herrschende Theorie der kristallinen Schiefer den Streß, den gerichteten Druck auf. Es frägt sich aber, ob nicht in vielen, vielleicht den meisten Fällen die ihm unmittelbar zugeschriebenen Wirkungen vielmehr auf Rechnung einer differentiellen Bewegung in der Richtung der Schieferung zu setzen sind. Dies ist schon die Auffassung von Heim[3], wenn er im Clivage den Ausdruck eines Ausweichens erkennt. Die Arbeiten Sander's[4] haben die Bedeutung von Teilbewegungen für das Gesteinsgefüge in zahlreichen Fällen gezeigt.

---

[1] B. Sander, Über Zusammenhänge zwischen Teilbewegung und Gefüge in Gesteinen. Tscherm. Min. u. petr Mitt. **30**. 1911. p. 281.

[2] O. H. Erdmannsdörffer, Über Schieferung und Schichtung in kristallinen Schiefern. Dies. Centralbl. 1918. p. 183.

[3] Alb. Heim, Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung. Basel 1878.

[4] B. Sander, a. a. O.; ferner besonders: Über tektonische Gesteinsfazies. Verh. geol. Reichsanst. Wien, 1912; Bemerkungen über tektonische Gesteinsfazies und Tektonik des Grundgebirges, ib. 1914; Beiträge aus den Centralalpen zur Deutung der Gesteinsgefüge. Jahrb. geol. Reichsanst. Wien. **64**. 1914. p. 567.

Auch KÖNIGSBERGER[1] schreibt nicht so sehr dem Druck, als der Bewegung den maßgebenden Einfluß zu.

Die Wandlung, welche unsere Auffassung von den tektonischen Vorgängen bei der Entstehung der großen Faltengebirge, insbesondere der Alpen, in den letzten Jahrzehnten erfahren hat — die Erkenntnis, daß nicht so sehr eine Zusammenpressung der Schichten an Ort und Stelle, als vielmehr gewaltige Horizontalbewegungen im Spiele gewesen sind, legt auch eine Umgestaltung der Theorie der Metamorphose in dem angedeuteten Sinne nahe.

Wie verhalten sich nun dazu die Erscheinungen der Schieferung?

Wir haben da zwei Fälle zu unterscheiden: einmal die rein mechanische, kataklastische, und zweitens die unter Mitwirkung von Kristallisationsvorgängen zustande gekommene Schieferung.

Im Falle der rein mechanischen Schieferung erscheinen die ursprünglichen Gesteinsgemengteile in eine Reihe von Bruchstücken — oft nach Gleit- oder Spaltflächen — zerlegt, welche in einer bestimmten Richtung hintereinander zu liegen kommen; taflig oder sänlig gestaltete Mineralpartikel stellen sich dabei mit ihren größten Durchmessern in die gleiche Richtung ein; bei vollständiger Zermalmung erfüllt das feine Zerreibsel jedes einzelnen Mineralkorns je einen langgestreckten Streifen für sich; insbesondere bilden die aus der Umwandlung namentlich von Plagioklasen hervorgehenden Glimmerschüppchen lange Züge für sich; einzelne verhältnismäßig widerstandsfähige Individuen — z. B. die einsprenglingsartigen Orthoklase eines porphyrartigen Granits — werden zu linsenförmigen Gebilden abgerundet. Die ganze Tendenz der Umformung geht dahin, dem Gesteine eine Gestalt zu geben, bei der der Widerstand gegen gleitende Bewegungen einer Lage auf der anderen ein Minimum ist. Das Ergebnis sind Lagen-, Streifen-, Linsentexturen — oft von vollendeter Regelmäßigkeit und Feinheit.

Ihre Entstehung im Zusammenhang mit tektonischen Horizontalbewegungen verrät die mechanische Schieferung meist ohne weiteres: in vollendeter Ausprägung erscheint sie stets an die Nachbarschaft von Bewegungsflächen gebunden.

Auf alle die mannigfaltigen Erscheinungsformen der nicht mechanischen Schieferung einzugehen ist hier nicht der Ort. Es seien nur einige Tatsachen hervorgehoben, welche über die Natur der zu ihrer Entstehung führenden Bewegungsvorgänge Licht verbreiten können.

Da ist zunächst zu nennen die weitgehende Analogie bezüglich der Textur, welche z. B. sehr viele granitische Augengneise mit rein mechanisch geschieferten Graniten verbindet. Auch in jenen zeigen die großen reliktischen Feldspäte die gleichen

[1] J. KÖNIGSBERGER, Über Mineralfundorte in den Alpen und über Gesteinsmetamorphismus. Zeitschr. d. deutsch. Geol. Ges. 64. 1912. p. 501.

Linsenformen — auch in ihnen findet sich die streifenförmige Trennung der einzelnen Mineralspezies, und insbesondere fast stets die Anordnung der Glimmermineralien in verhältnismäßig gut abgegrenzten Lagen für sich, im Wechsel mit glimmerarmen, wesentlich aus Quarz und Feldspat bestehenden. Es ist ganz dieselbe räumliche Anordnung der Komponenten wie in mechanisch geschieferten Graniten — nur ist im Gegensatz zu diesen das Korn viel gröber, und die kataklastischen Erscheinungen fehlen oder treten zurück. Ganz entsprechende Lagentexturen sind auch in anderen Gruppen der kristallinen Schiefer verbreitet, z. B. Amphiboliten und Epidotchloritschiefern gabbroider und diabasischer Abkunft — auch da ist eine Trennung der blätterigen, bezw. stengligen Gemengteile (Chlorit, Hornblende) einerseits, der mehr körnig entwickelten (Feldspäte, Epidot) anderseits häufig genug: die Umwandlungsprodukte des oben erwähnten Gabbros von Val Malenco bieten ein typisches Beispiel.

An der genannten Analogie geht die Theorie der kristallinen Schiefer vorüber, wenn sie die Lagentexturen auf dem Wege der Kristallisationsschieferung entstehen läßt: durch unter seitlichem Druck erfolgte Auflösung der einzelnen Mineralkörner an den Stellen stärksten Druckes, Weiterwachsen in der Richtung senkrecht zu der seinen. Und die wenig geneigte Lagerung der meisten in Frage kommenden alpinen Gneise etc. vom Oberengadin durchs nördliche Tessin bis ins Wallis schließt einen unmittelbaren Einfluß seitlicher Zusammenpressung auf die Entstehung der Schieferung wohl aus — diese müßte in solchem Fall vielmehr steil verlaufen, wie es in den äußeren Massiven der Westalpen der Fall ist. Es erhebt sich die Frage, ob wir nicht vielmehr auch dort, wo keine kataklastischen Erscheinungen wahrnehmbar sind, die gleichen Vorgänge als wirksam annehmen müssen, die zur Entstehung der mechanischen Schieferung führen — aber begleitet und überdeckt von Kristallisationsvorgängen, die alle Spuren der Kataklase ausgelöscht haben.

Tatsächlich gibt es Fälle, wo solche auch nach der Umkristallisation in ausgeheiltem Zustande kenntlich geblieben sind. So beobachtet man in dem oben erwähnten umgewandelten Gabbro von Val Malenco gelegentlich Scherflächen, welche die einheitlich uralitisierten Pyroxene entzweischneiden. Die beiden Teile erscheinen um geringe Beträge gegeneinander verschoben. Jede Andeutung von Zermalmungserscheinungen, undulöse Auslöschung usw. fehlt jedoch vollständig. Dagegen haben sich auf der Scherfläche kleine Hornblendenadeln angesiedelt — nicht als parallele Fortwachsung, wie sonst häufig an den Rändern von uralitisiertem Pyroxen, sondern sämtlich in der Bewegungsrichtung schief gestellt. Man erkennt daraus das Zusammenwirken von scherender Bewegung und Kristallisation.

Ein besonders instruktives Beispiel beschreibt Klemm[1] aus dem Tessiner Massiv. Ein granitischer Gneis ist in intensiver Weise gefältelt; in der Medianebene der Falten oder schräg auf deren Schenkel setzen Scharen von parallelen, mit Biotitblättchen belegten Flächen hindurch, an welchen sich gelegentlich Verschiebungen beobachten lassen; jede Spur von Zertrümmerungserscheinungen fehlt dabei. Und doch sind jene Flächen bestimmt als Ausdruck von gleitenden Bewegungen anzusehen — ein regelrechter Clivage, wie es ganz analog in zahllosen Fällen aus nicht metamorphen Gesteinen bekannt ist — in dem genannten Granitgneis jedoch durch die Umkristallisation überdeckt.

Ein Beispiel für gleitende Bewegungen in einem von kataklastischen Erscheinungen gänzlich freien sedimentären Phyllit der Malojaserie des Oberengadins sei noch angeführt. Das Gestein wurde von mir 1912 (a. a. O.) beschrieben. Es ist ausgezeichnet durch Lagentextur, indem vorherrschend aus Quarz (daneben Albit) bestehende Lagen mit solchen aus Muscovit und Chlorit wechseln. Die beiden letztgenannten Mineralien finden sich „nicht selten zu Paketen von länglicher Form vereinigt, deren Längsrichtung der Schieferung parallel orientiert ist, während die einzelnen Blättchen, woraus sie bestehen, dazu quer liegen" (a. a. O. p. 393). Für diese Erscheinung fehlte mir 1912 eine Erklärung. Ohne Schwierigkeit ergibt sich eine solche im Zusammenhang mit der Annahme von gleitenden Bewegungen einer Gesteinslage über die andere: die genannten Pakete sind alsdann als eng zusammengestauchte Partien der dünnen und leichtverletzlichen Chlorit-Glimmerlagen aufzufassen — bei dieser Bewegung erfolgte Biegungen und Knickungen der einzelnen Blättchen aber, ebenso jedenfalls auch nicht ausgebliebene Zertrümmerungserscheinungen an Quarz- und Albitkörnern sind nicht mehr wahrzunehmen —, die Kristallisationsvorgänge haben solche Deformationsspuren nachträglich unkenntlich gemacht.

Nur kurz hingewiesen sei hier auf die nicht seltene Erscheinung in gefalteten kristallinen Schiefern, daß Glimmer- und Chloritblättchen, Hornblendesäulen etc. die Falten in der Weise zum Ausdruck bringen, daß sie sich ihrer idealen Krümmung tangential anlegen, ohne selbst gebogen oder gebrochen zu sein:

[1] G. Klemm, Bericht über Untersuchungen an den sog. „Gneisen" etc. der Tessiner Alpen (I). Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. Berlin 1904. — Klemm's Auffassung deckt sich nicht mit der hier vertretenen; er betrachtet das Fehlen von Zertrümmerungserscheinungen als Beweis dafür, daß sich die Bewegungen im noch nicht erstarrten Gestein abgespielt haben, und nach der Erstarrung tektonische Einwirkungen nicht mehr erfolgt sind. Er muß folglich die Intrusion der Tessiner Granitgneise in die Zeit nach den alpinen Faltungsvorgängen, d. h. ins Jungtertiär versetzen — was mit zahlreichen geologischen Tatsachen im Widerspruch steht.

„die Schichten sind gebogen, die Kristalle gerade", wie Lachmann[1] sich ausdrückt. Auf diese Erscheinung hat Sander in Tauerngesteinen wohl zuerst aufmerksam gemacht; sie ist aber auch sonst weit verbreitet: So habe ich sie z. B. in stark geschieferten und gefältelten Typen jenes metamorphen Gabbros von Val Malenco beobachtet. Auch sie ist nur zu verstehen, wenn wir annehmen, die bei der Gesteinsdeformation unausbleibliche Deformation auch der einzelnen Mineralindividuen sei durch nachfolgende Kristallisation wieder verwischt worden.

In allen den genannten Fällen ist die Schieferung somit nicht als „Kristallisationsschieferung" aufzufassen, sondern als „kristallin abgebildete" (Sander) mechanische (oder in dem Fall des sedimentären Phyllits wohl primäre) Schieferung. Diese Erklärungsweise dürfte auf einen großen Teil der alpinen kristallinen Schiefer zu übertragen sein — speziell auf die große Mehrzahl der durch Lagen- oder Flasertextur ausgezeichneten, die nur in der oben angedeuteten Weise, als Ergebnis einer Zerstückelung und flächenförmigen Auswalzung ursprünglich einheitlicher Körner zu verstehen ist[2].

Zu den wichtigsten Ergebnissen der geologischen Aufnahmen des Verfassers im südlichen Graubünden und den benachbarten italienischen Alpengebieten gehört die Feststellung, daß dort Gebiete mit vorwiegend mechanischer, an Bewegungsflächen geknüpfter Metamorphose tertiären Alters verhältnismäßig scharf getrennt sind von solchen einer regionalen Umkristallisation. Erstere fallen im wesentlichen zusammen mit den tektonisch höheren ostalpinen[3], die zweiten mit den tieferen penninischen Decken. Im vollen Einklang hiermit stehen die Ergebnisse von Sander in den Tauern, der dort Gebiete mit vorkristalliner und solche mit nachkristalliner Tektonik unterscheidet.

Wie ist nun das angegebene Verhältnis von Schieferung und Kristallisation zu erklären? Man könnte zunächst daran denken, daß einer tektonischen Deformationsphase, welche die Schieferung erzeugt hätte, eine Kristallisationsphase nachgefolgt sei — etwa im Zusammenhang mit der Kontaktwirkung aufdringender Magmen, wie das Klemm und Weinschenk annehmen. Fälle dieser Art kommen zweifellos gelegentlich vor — dem Verfasser sind solche

---

[1] R. Lachmann, Beiträge zur Plastizitätsfrage. Dies. Centralbl. 1912. p. 753.

[2] Soweit nicht ursprüngliche Feinschichtung, Injektions- oder Differentiationsbänderung vorliegt.

[3] Die auch im ostalpinen Deckengebiet reichlich vertretenen Gesteine mit kristalloblastischer Schieferung sind gänzlich unabhängig von der alpinen Tektonik; ihre Metamorphose ist viel älter — sicher vortriadisch; vgl. H. P Cornelius, a. a. O., sowie: Zur Kenntnis der Wurzelregion im Unteren Veltlin. N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XL. 1915. p. 253.

aus den Kontaktzonen des (tertiär intrudierten) Disgraziamassivs, zwischen dem Bergell und dem Unteren Veltlin, bekannt. Für die weit überwiegende Mehrzahl der alpinen kristallinen Schiefer aber verbietet eine derartige Erklärung der Umstand, daß eine umwandelnde Eruptivmasse fehlt — eine jungintrusive Natur der alpinen Gneise, wie sie die genannten Autoren u. a. behaupten, ist mit zahlreichen geologischen Tatsachen gänzlich unvereinbar.

Man kann aber anderseits auch annehmen, daß wohl Deformation und Kristallisation gleichzeitig erfolgt sind, die letztere jedoch über das Aufhören der ersteren hinaus weitergedauert habe, wie das Sander für die Tauern ausgesprochen hat. Die Bedingungen für die Kristallisation wird man dabei in regional wirksamen Faktoren zu suchen haben — unabhängig von Eruptivgesteinen nachtektonischen Alters, die dem größten Teil der Alpen fehlen, unabhängig anderseits von tektonischen Bewegungsflächen. Die Beschränkung der Umkristallisation auf die tieferen tektonischen Elemente der Zentralalpen: die penninischen Decken (wobei wieder in der Art der Ummineralisation eine Abhängigkeit von der tektonischen Tiefe, in Übereinstimmung mit der Becke-Grubenmann'schen Zonenlehre, festzustellen ist) legt die Vermutung nahe, den wesentlichen jener Faktoren dort in der Belastung durch höhere Überschiebungsdecken zu suchen — genauer gesprochen wohl: in der mit steigender Belastung gleichfalls steigenden Temperatur.

Man wird sich den Vorgang etwa folgendermaßen vorzustellen haben: durch die tektonischen Horizontalbewegungen wurden die Gesteine in die Form gebracht, welche eben diesen Bewegungen das geringste Hindernis entgegensetzte — d. h. sie wurden geschiefert. Das war auch in großer Tiefe — so wenig wie in oberflächennahen Zonen — nicht möglich ohne Zertrümmerung, Streckung, Verbiegung etc. der einzelnen Gesteinselemente. Unter der Einwirkung des überall gegenwärtigen, bei der hohen Temperatur und dem hohen Druck der großen Tiefe ja gesteigert wirksamen Wassers als Lösungsmittel ging aber gleichzeitig die Umkristallisation einher; und gerade die mechanisch beanspruchten und damit leichter löslichen Mineralindividuen mußten ihr in erster Linie erliegen. Auch durch Verkleinerung des Korns, Schaffung neuer Angriffsflächen mußte die mechanische Zertrümmerung der Umkristallisation zu Hilfe kommen; und die Ausbildung der Schieferung mußte die Zirkulation der Lösungen erleichtern [1]. Aus diesen Gründen ist es verständlich, daß die mineralische Umwandlung nicht geschieferter — weil nicht differentiell durchbewegter — Gesteinspartien gelegentlich nicht so vollständig verlaufen ist wie die von benachbarten geschieferten; aber in beiden hat die Um-

[1] Vgl. Sander, a. a. O. 1914.

wandlung dieselbe Richtung eingeschlagen — standen sie doch unter den gleichen regionalen Temperatur- und Druckbedingungen.

Das Andauern der Kristallisationsphase über den Abschluß der Deformation hinaus wird man sich vielleicht in der Weise erklären dürfen, daß mit dem Erlöschen der tektonischen Horizontalbewegungen im allgemeinen keineswegs sofort eine wesentliche Änderung eben jener Temperatur- und Druckbedingungen gegeben sei — die von ihnen abhängige Kristallisation also noch nicht gleichzeitig mit jenen Bewegungsvorgängen zum Stillstand kommen mußte. Eine derartige Erklärung erscheint dem Verfasser wahrscheinlicher als die von SANDER angedeutete einer „mechanischen Erstarrung heftig durchbewegter kristalliner Schiefer anläßlich ihrer Kristallisation"; denn letztere Annahme steht doch wohl im Widerspruch mit der auch von dem nämlichen Forscher vielfach hervorgehobenen Bedeutung einer einmal vorhandenen Paralleltextur für weitere Differentialbewegungen. Es ist somit für die Metamorphose, wie sie z. B. die penninischen Decken der Alpen betroffen hat, die Bezeichnung Regionalmetamorphose wohl besser am Platz als Dislokations-(oder gar Dynamo-)Metamorphose — ungeachtet der in den meisten Fällen gleichfalls zu beobachtenden Spuren einer solchen. Denn ohne die Grundbedingung von jener: die Versenkung in tiefe Erdrindenzonen, hätten auch die intensivsten tektonischen Bewegungen niemals zu einer gleichmäßigen Durchschieferung ganzer Gesteinskörper führen können; und auf die Ummineralisation waren sie höchstens von untergeordnetem Einfluß.

Die mannigfachen schwierigen Probleme der Beziehungen von Kristallisation und Schieferung konnten im Rahmen dieser Zeilen naturgemäß bloß angedeutet, keineswegs erschöpft werden. Was zur Erklärung der Erscheinungen gesagt werden konnte, soll nur einen ersten Versuch bedeuten. Als festgestellt aber dürfte die grundsätzliche gegenseitige Unabhängigkeit jener beiden Hauptmerkmale der kristallinen Schiefer gelten: mit ihr haben alle Erklärungsversuche dieser Gesteine als mit einer grundlegenden Tatsache zu rechnen [1].

[1] Erst nach Abschluß des Manuskripts des vorliegenden Aufsatzes kommt die neueste Arbeit von R. STAUB (Über Wesen. Alter und Ursachen der Gesteinsmetamorphosen in Graubünden. Vierteljahrsschr. naturf. Ges. Zürich. 65. 1920) in meine Hände, deren Ergebnisse sich, was die Auffassung der Metamorphose im penninischen Deckengebiet betrifft, z. T. sehr nahe mit den hier ausgesprochenen berühren.

Welche Folgerungen ergeben sich aus dem Auftreten von Flüssigkeitseinschlüssen in Mineralien?

Von **R. Nacken** in Greifswald.

Mit 6 Textfiguren.

Es ist mehrfach[1] versucht worden, das Verhalten von Flüssigkeitseinschlüssen in Mineralien bei Erwärmen zu benutzen, um Aufschluß über die Bildungsbedingungen zu erhalten. Man geht dabei von der Annahme aus, daß die bei Zimmertemperaturen in mehreren Phasen vorliegenden Gebilde bei ihrer Einschließung durch den wachsenden Kristall ein homogenes System darstellen. Würde daher durch Erwärmen ein homogener Zustand erreicht, so sollte die Temperatur des Eintritts dieser Erscheinung gleichbedeutend sein mit der Temperatur, bei der ein homogener Tropfen der Mutterlauge von dem wachsenden Kristall umschlossen wurde, d. h. es wäre dies die Bildungstemperatur des Kristalls an der Einschlußstelle. Von einer Beschreibung der Einschlüsse selbst sei hier abgesehen. Es soll vielmehr im Folgenden gezeigt werden, daß nicht so ohne weiteres derartige Schlußfolgerungen möglich und manche Angaben hierüber nicht richtig sind.

Sieht man von seltenen Einschlüssen, wie ölartigen Substanzen, ab, so bilden Kohlensäure und Wasser, für sich und gemischt, das Material der flüssigen Phasen, auch kommen noch Salze hinzu, so daß häufig ein kompliziert zusammengesetztes chemisches System vorliegt. Es ist anzunehmen, daß diese Gruppen genetisch zusammenhängen; zunächst sollen jedoch die einzelnen Fälle gesondert betrachtet werden.

I. Einschlüsse von reiner Kohlensäure.

Einschlüsse von flüssiger und gasförmiger Kohlensäure haben wohl am meisten die Aufmerksamkeit auf sich gezogen, schon allein infolge der chemischen Eigenart dieses Materials. Alle Schlußfolgerungen aber, die auf dem Verhalten dieser Einschlüsse beim Erwärmen beruhen, führen, wie gleich hier hervorgehoben werden soll, zu bestimmten Werten der Entstehungstemperatur oder des Drucks für das betreffende Mineral nicht. Es sind nur Schlußfolgerungen allgemeiner Art möglich. Es soll dies im Folgenden nachgewiesen werden. Um so leichter ist es, zu zeigen, als die für Kohlensäure gültigen Daten in solchem

[1] Vgl. hierzu die Arbeiten von J. Königsberger und W. J. Müller, dies. Centralbl. 1906. 72. — A. Johnsen, Naturwissenschaften. 7. 665. 1919 u. N. Jahrb. f. Min. etc. 1921. I. — R. Scharizer, dies. Centralbl. 1920. 143.

Umfange bekannt sind, daß eine ausführliche Diskussion über ihr Verhalten in den Einschlüssen möglich ist.

Es sei also von der Annahme ausgegangen, daß reine CO_2 im Einschluß vorhanden sei. Wie weit der „Bodenkörper“, etwa Quarz oder Kalkspat, eine Rolle spielt, bleibe zunächst unerörtert, es sei vielmehr angenommen, daß eine wesentliche Löslichkeit bei den in Frage kommenden niederen Temperaturen nicht besteht. So können wir den CO_2-Tropfen als eingeschlossen in ein Gefäß betrachten, dessen Wände für diese Substanz indifferent sind. Unter diesen Verhältnissen läßt sich an der Hand des Temperatur-Druck-Diagrammes für Kohlendioxyd das Verhalten unter beliebigen Bedingungen verfolgen. Von E. H. Amagat[1] ist das Zustandsdiagramm ausgearbeitet worden. In der Tabelle 1 finden wir die zusammengehörigen Werte von Druck und Temperatur, die für konstantbleibendes Volum gelten, in Fig. 1 ist der größte Teil der Daten zur graphischen Darstellung gebracht.

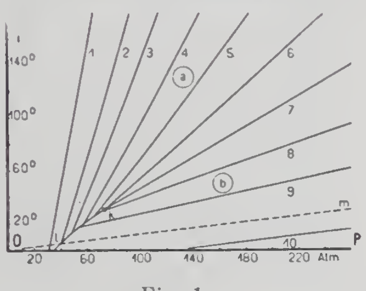


Fig. 1.

Auch bei den Flüssigkeitseinschlüssen handelt es sich um Systeme, denen von vornherein ein bestimmtes, konstantbleibendes Volum erteilt wurde, nämlich der Hohlraum im Kristall. So können wir in der Fig. 1 eine Antwort auf unsere Frage finden.

In ihr bedeutet lk ein Stück der Gleichgewichtskurve flüssig—dampfförmig. Diese Dampfspannungskurve der gesättigten flüssigen Kohlensäure beginnt in einem bei tieferen Temperaturen gelegenen Tripelpunkt: kristallisiert—flüssig—gasförmig, der in der Fig. 1 nicht mehr gezeichnet ist. Sie endet im kritischen Punkt k, dessen Koordinate nach Amagat 31,35° C und 72,9 Atm. sind. Durch lk werden im Zustandsfeld Gebiete abgegrenzt, die mit a und b bezeichnet sein mögen, die jedoch außerhalb des kritischen Punktes k kontinuierlich ineinander übergehen.

Von der Kurve lk aus gehen fächerförmig die Kurven 1—10, die, nach Angabe der Tabelle konstruiert, die PT-Ebene überdecken, indem sie sich links oben der T_2-Ordinate, rechts unten der P-Abszisse nähern.

Von jedem Punkt der Kurve lk gehen mithin je zwei Kurven ab, entsprechend der Tatsache, daß einmal der dem System zur Verfügung stehende Raum mit einer Gasphase, das andere Mal mit flüssiger Phase vollständig erfüllt sein kann. Es geben somit die beiden abzweigenden Kurven die Druckänderungen an, die

[1] E. H. Amagat, Ann. chim. phys Ser. VI. **29**. 114. 1893.

Tab. 1: Temperatur — Druck Abhängigkeit bei konstantem Volum für Kohlendioxyd nach E. H. Amagat.

	0°	10°	20°	30°	40°	50°	60°	70°	80°	90°	100°	137°	198°	258°	
1	31,0	33,0	35,0	37,0	39,0	40,9	42,8	44,7	46,6	48,5	50,5	57,0	68,0	78,5	Atm.
2	34,4	41,8	45,1	48,3	51,4	54,5	57,6	60,6	63,5	66,5	69,5	80,0	97,0	112,0	„
3	34,4	44,4	51,1	55,5	59,7	63,8	67,8	71,8	75,7	79,6	83,6	97,5	120,0	140,0	„
4	34,4	44,4	56,3	62,8	68,6	74,5	80,2	85,8	91,3	96,7	102,3	121,5	153,5	181,0	„
5	34,4	44,4	56,4	68,3	76,6	84,8	92,8	100,6	108,2	116,0	123,8	151,0	195,0	234,5	„
6	34,4	44,4	56,4	70,7	83,1	94,7	106,2	117,5	128,8	140,2	151,3	191,0	257,0	316,0	„
7	34,4	44,4	56,4	70,7	87,8	104,8	121,9	138,9	156,3	173,5	191,1	252,5	356,0	449,5	„
8	34,4	44,4	56,4	71,5	98,0	125,3	153,8	183,2	211,5	240,5	271,0	376,0	554,5	—	„
9	34,4	44,4	64,4	109,0	155,0	201,0	250,5	298,5	346,0	394,5	443,5	619,0	909,0	—	„
10	122,5	209,0	300,0	384,0	470,5	560,0	651,0	745,0	832,5	918,0	998,0	—	—	—	„
	307,5	404,0	520,0	627,5	750,5	856,5	953,5	—	—	—	—	—	—	—	„

mit einer Temperaturänderung derartig abgeschlossener homogener Systeme verbunden sind. Auf die absolute Größe des Hohlraums kommt es dabei nicht an.

Zur näheren Erläuterung seien die bei ca. 20⁰ abzweigenden Äste 4 und 9 betrachtet, die einmal als von einem Punkte ausgehend angenommen sein sollen. Würden sie genau bei 20⁰ abzweigen (die richtigen Kurven würden fast mit 4 und 9 zusammenfallen), so ist zu untersuchen, wie sich die PT-Änderung der homogenen Gasphase und die der homogenen Flüssigkeitsphase verhält: Erwärmung bewirkt einmal eine Drucksteigerung der Kurve 4, im andern Fall der Kurve 9 entsprechend.

Eine Temperaturänderung um 80⁰, auf 100⁰ also, bewirkt demnach Druckänderung um etwa 46 Atm. nach der Kurve 4, um etwa 390 Atm. nach Kurve 9, wie sich aus der Tabelle entnehmen läßt.

Wird also durch Umkrustung ein Teil der homogenen Phase in einem Zustande eines beliebigen Punktes von 4 oder 9 eingeschlossen, so durchläuft das System die Punkte dieser Kurven und der Systempunkt trifft die Kurve 1k stets bei 20⁰ und 56,4 Atm. Hier beginnt die Bildung der flüssigen oder die der dampfförmigen Phase neben der vorhandenen anderen. Weitere Abkühlung bewirkt eine Vermehrung der neu aufgetretenen Phase, und es läßt sich für eine bestimmte Endtemperatur das Mengenverhältnis der beiden berechnen, wenn man die Dichten der einzelnen Phasen kennt. Für 10⁰ muß gelten $100\, d^{20^0} = x\, d^{10^0}_{\text{fl.}} + (100 - x)\, d^{10^0}_{\text{gasf.}}$, worin d^{20^0} einmal die Dichte des CO_2-Gases, das andere Mal die des flüssigen CO_2 bei 20⁰ ist. Setzt man die Daten von Amagat ein: $d^{20^0}_{\text{fl.}} = 0{,}766$, $d^{20^0}_{\text{gasf.}} = 0{,}190$; $d^{10^0}_{\text{fl.}} = 0{,}856$, $d^{10^0}_{\text{gasf.}} = 0{,}133$, so erhält man als Werte für x 87,5 %, bezw. 7,8 % flüssige CO_2. Man kann also rechnerisch erschließen, bei welcher Temperatur ein Gemenge flüssig—gasförmig homogen werden muß, wenn man die Volumina kennt. Ist 45,7 % flüssige CO_2 bei 20⁰ im Einschluß, so wird dieser im kritischen Punkt homogen, da hier $d_{\text{fl.}} = d_{\text{gasf.}} = 0{,}464$ ist.

Auf Grund dieser Gleichung angestellte Berechnungen können nun nicht irgendwelche Folgerungen über die Bildungstemperatur gemacht werden. Sie gibt lediglich Auskunft über die Temperatur bezw. den Druck, bei der der Systempunkt die Kurve 1k verläßt. Sie beschreibt also nur den direkten Erhitzungsversuch, der unmittelbar diese Größen genauer bestimmt.

Erst die in Fig. 1 eingezeichneten Kurven 1—10 lassen eine weitere Diskussion zu. Vor allem ist zu beachten, daß

jeder Punkt der einzelnen Kurven 1—10 durch Abkühlung zu gleichen Zuständen führt, d. h. jeder Punkt der Kurve 9 führt zu einem heterogenen Gebilde, das bei 20° aus 87,5 %, und jeder Punkt von 4 zu einem solchen, das aus 7,8 % flüssiger CO_2 besteht.

Um einen bestimmten Punkt dieser Kurven als den Punkt für den Kristall angeben zu können, bei dem der Einschluß erfolgte, braucht man daher noch weitere Angaben. Man hat versucht, hierzu die durch die Gesteinsüberlagerung bewirkte Druck- und Temperaturerhöhung heranzuziehen. Nimmt man etwa eine Temperaturerhöhung von 3° C und eine Druckerhöhung von 25 Atm. für je 100 m Gesteinsschicht an, und wird für die Oberfläche 0° und 1 Atm. gerechnet, so erhält man die Gerade O l m, die die Temperatur-Druck-Abhängigkeit mit der Tiefe anzeigt. 1000 m Gesteinsschicht entsprechen danach einem Druck von 251 Atm. und einer Temperatur von 30° C. Die Gerade l m liegt zwischen den Kurven 9 und 10, von einem Schnitt mit einer der von Amagat bestimmten Kurven ist nicht die Rede, so daß wir also aus diesen Annahmen nicht zu einer weiteren Bestimmungsgröße für die Bildungstemperatur des Einschlusses kommen können.

Indessen lassen sich einige Schlüsse allgemeiner Natur aus den beschriebenen Verhältnissen ziehen. Auf der Hand liegt die Frage nach dem Verhalten der Einschlüsse in Mineralien, die sich unter Wirkung der angenommenen Tiefenstufe bildeten. Da die Gerade l m eine Neigung besitzt, die flacher ist als die von 9 und ungefähr gleich der von 10, so wird jedes System, dessen Zustandspunkt auf l m liegt, durch Abkühlung in einen heterogenen Zustand kommen, der Punkten der Dampfspannungskurve l k unterhalb l entspricht. Ist die Gerade l m identisch mit einer PT-Kurve (nennen wir sie einmal 9′), so müßte bei 5° eine Libelle auftreten. Praktisch wird sie mehr oder weniger unter 5° auftreten, da l m sich nicht genau einordnet.

Am Endresultat werden also Änderungen nicht eintreten, ob der Einschluß über der kritischen Temperatur 31,35° oder unter ihr erfolgte. Eine Einteilung danach in Zonen verschiedener Entstehungsbedingungen ist bei Annahme dieser geothermischen Tiefenstufe nicht möglich.

Bei allen sich anders verhaltenden Einschlüssen, die oberhalb 5° Heterogenität zeigen, kann eine Entstehung entsprechend dieser geothermischen Tiefenstufe nicht stattgefunden haben. Da nun die Gegenwart der Kohlensäure auf vulkanische Prozesse hindeutet, so würde eine andere, vielleicht sich nach rechts oben hin krümmende Kurve statt der Geraden l m wohl besser den Verhältnissen gerecht werden.

Verfolgen wir z. B. die Kurve 8, die bei etwa 30° und 70 Atm. die Kurve 1k verläßt. Bei etwa 200° besteht ein Druck von ca. 560 Atm. Der Druck würde einer Gesteinsschicht von rund 2300 m entsprechen. Es ist nicht zweifelhaft, daß solche Verhältnisse in der Nähe eines vulkanischen Herdes stattfinden können. Die Kohlensäure befindet sich hierbei in einem fluiden Zustand.

Bemerkenswert ist, daß also ein bei 200° gebildeter Einschluß entsprechend der Kurve 8 in dem Gebiet b flüssig bleibt und erst bei 30° das Auftreten der Gasphase zeigt.

Man sieht aus diesem Beispiel, daß die Angabe „über der kritischen Temperatur der Kohlensäure entstanden" nichts besagt für den Endzustand, auch daß es nicht einwandfrei ist zu sagen „oberhalb der kritischen Temperatur kann CO_2 im flüssigen Zustand unmöglich bestehen". Es bleibt dem Ermessen des einzelnen überlassen, welchen Zustand er mit „flüssig" bezeichnet, oder mit „fluid" bzw. „gasförmig". Die kritische Temperatur hat als solche damit nichts zu tun. —

Die Kurven 1—6, vielleicht 7 noch einbegriffen, führen zu homogenen gasförmigen Systemen, wenn die Zustandspunkte die Kurve 1k erreichen. Eine homogene fluide Phase müßte hier bei relativ viel niedrigeren Drucken eingeschlossen werden, d. h. es müßten bei nicht allzu großer Tiefe erhebliche Temperaturen herrschen. Solche Einschlüsse sind bei plutonisch gebildeten Mineralien zu erwarten und treten hier auch auf. Es können aber auch infolge bestimmter lokaler Verhältnisse Einschlüsse bei nicht zu hohen Temperaturen entstehen, die ein gleiches Verhalten zeigen. Als Beispiel sei Kurve 5 gewählt. Bei 137° herrscht ein Druck von 151,0 Atm. Dies entspricht einer Gesteinsschicht von 600 m. Es sind dies ebenfalls durchaus mögliche Voraussetzungen.

Eine weitere Unsicherheit kommt dadurch in die Berechnung, daß auch die Zerreißungsfestigkeit von Gesteinen eine erhebliche Rolle spielen kann, sie wird bei nicht allzu starken Bedeckungen den größten Einfluß haben und die Tiefe scheinbar vergrößern. Ihre Wirkung erleuchtet am besten die Tatsache, daß man einen mit CO_2-Einschlüssen behafteten Quarzkristall selbst im Dünnschliff einer ganz bedeutenden Erwärmung aussetzen kann, ohne daß er zerspringt. —

Zusammenfassend kann man nach den vorstehenden Darlegungen also sagen: Das Auftreten zweiphasiger CO_2-Einschlüsse in Mineralien unterhalb 31° deutet darauf hin, daß bei ihrer Entstehung andere Temperatur-Druckverhältnisse herrschten, als sich aus der geothermischen Tiefenstufe 3° für 100 m voraussagen

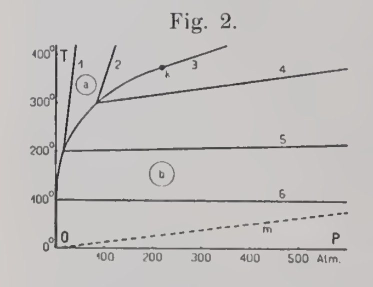
läßt, es muß vielmehr eine besondere Wärmequelle hierbei eine Rolle gespielt haben. Eine eindeutige Bestimmung der Bildungs-Bedingungen ist auf diesem Wege nicht möglich. Das gilt besonders für die Entstehungstemperatur und für den hierbei herrschenden Druck und damit auch für die Tiefe, in der die Einschlüsse entstanden. Nur eine untere Temperaturgrenze läßt sich durch das Verschwinden der Libelle festlegen.

II. Einschlüsse von reinem Wasser.

Wird an Stelle der Kohlensäure Wasser in dem Hohlraum eingeschlossen, so gelten ähnliche Überlegungen, indessen besteht ein sehr wesentlicher Unterschied darin, daß die kritische Temperatur des Wassers bei 374° bedeutend höher liegt, als bei flüssigem Kohlendioxyd. Auf diesen Punkt hat J. Königsberger[1] schon früher ausdrücklich hingewiesen.

Leider fehlen die entsprechenden Daten, so daß ich in Fig. 2 nur eine schematische Figur für die Temperatur-Druckkurven wiedergeben konnte. In Kurve O k ist die Dampfspannungskurve des gesättigten Wasserdampfes nach den Werten[2] der Tabelle 2 graphisch dargestellt.

Fig. 2.



Tab. 2:

Druck des gesättigten Wasserdampfes bei verschiedenen Temperaturen.

100° . . .	760 mm Hg	=	1 Atm.
200 . . .	11 647 „ „		15,3 „
300 . . .	64 290 „ „		84,6 „
370 . . .	157 200 „ „		206,8 „
374 . . .	—		217,5 „

k ist der kritische Endpunkt, dessen Koordinaten 374° und 217,5 Atm. sind. Die von O k ausgehende Kurvenschar 1—6 überdeckt die Felder a und b in gleicher Weise wie in Fig. 1, und es gelten hier die gleichen Überlegungen für ein in ein indifferentes Gefäß eingeschlossenes Volum wie im vorhergehenden Absatz. Auch hier gehen von jedem Punkte der Linie O k je zwei Kurven ab: in das Feld a, wenn eine homogene Gasphase, ins Feld b, wenn eine homogene Flüssigkeitsphase im gegebenen Volumen vorlag.

[1] J. Königsberger und W. J. Müller, a. a. O.

[2] Nach Holborn und Baumann, Ann. d. Phys. (4.) 31. 945. 1910.

Der oben erwähnte Unterschied zeigt sich deutlich, wenn man etwa die Kurven, die bei 200^0 die Dampfspannungskurve verlassen, näher betrachtet. No. 1 entspricht in ihrem Verlauf der Art der CO_2-Kurven im Feld a, Kurve 5 dagegen verläuft fast horizontal, parallel zur P-Achse. Sie geht durch das Gebiet b, welches hier noch weit unter der kritischen Temperatur liegt, so daß das Wasser noch den Charakter einer Flüssigkeit besitzt. In diesem Fall ist infolge der geringen Zusammendrückbarkeit von Flüssigkeiten eine außerordentlich starke Druckänderung mit einer geringfügigen Temperaturänderung verbunden.

Eine Reihe von Beobachtungen in dieser Hinsicht liegen vor [1]. Die Temperaturen für die vollständige Ausfüllung des Hohlraums mit einer homogenen Phase sind sehr wechselnd, unter 100^0 und über 200^0 verschwinden die Libellen. Ein Quarzkristall unbekannter Herkunft ergab nach meinen Messungen Temperaturen zwischen 210 und 220^0.

Es mag dahingestellt sein, ob hier wirklich reines Wasser vorliegt, vielleicht sind es Salzlösungen, jedenfalls dürfte dann, wenn nicht wesentliche Mengen von Gasen mit eingeschlossen sind, der so fixierte Temperaturpunkt der wahren Bildungstemperatur nahekommen.

Gerade die Tatsache, daß bei Wassereinschlüssen die Libelle beträchtlich unter der kritischen Temperatur verschwindet und hier noch der Charakter einer Flüssigkeit für die Einschlüsse gewährleistet ist, gibt uns die Möglichkeit, die Bildungstemperatur des Kristallwirtes in enge Grenzen einzuschließen.

Dagegen können wir über den Bildungsdruck nichts aussagen, und damit sind Schlüsse über die Entstehungstiefe nicht ohne weitere Angaben zu ziehen. Davon erhält man eine Vorstellung, wenn man die Gerade Om einzeichnet, die auch hier die PT-Abhängigkeit in der Erdrinde angibt, einer geothermischen Tiefenstufe von 3^0 auf 100 m entsprechend. Ihr Schnittpunkt mit der Kurve 6 würde bei ca. 100^0 und 825 Atm. liegen. Dies entspräche einer Gesteinsüberlagerung von ca. 3,3 km Mächtigkeit. Wenn die Libelle bei 100^0 verschwindet, so könnte eine derartige Entstehung wohl möglich sein. Für 200^0 käme mindestens eine doppelte Tiefe mit 6,6 km und ca. 1600 Atm. Druck in Frage. Auch dies wäre denkbar, jedoch wird für höhere Temperaturen diese Art der Entstehungsweise immer unwahrscheinlicher wegen des Verlaufs der Kurven 4 und 3 nach rechts oben hin im Feld b. Ob man die Entstehung der erwähnten Einschlüsse in eine diesem Verlauf entsprechende große Tiefe verlegen soll,

---

[1] Vgl. u. a J. A. PHILLIPS, Phil. Mag. Nov. 1868; Quart. Journ. geol. soc. London. **31**. 332. 1875. — J. KÖNIGSBERGER und W. J. MÜLLER, a. a. O.

erscheint mir zum mindesten fraglich. Einfacher ist es auch hier, lokale Erwärmungen anzunehmen, wie sie ja bei postvulkanischen Prozessen stets beobachtet werden.

Jedenfalls geht aus der Diskussion des Verhaltens wässeriger Einschlüsse hervor, daß bei der Verwertung der Daten zur Bestimmung des Drucks bzw. der Tiefe ihrer Entstehung die größte Vorsicht am Platze ist. —

Die im Vorstehenden gemachten Überlegungen gelten in erhöhtem Maße für Salzlösungen. Durch Hinzufügen einer schwer flüchtigen Komponente, wie NaCl, KCl oder Sulfaten wird das kritische Gebiet in um so höhere Temperaturen gerückt, je konzentrierter die Lösungen sind. Dadurch wird noch mehr der Flüssigkeitscharakter des Einschlusses selbst bei relativ hohen Temperaturen gewährleistet, so daß nach der homogenen Ausfüllung Temperatursteigerung eine Drucksteigerung bedingt, die nur durch gewaltige Überlagerungen kompensiert werden könnte. Die Bildungstemperatur wird dann in noch engere Grenzen einzuschließen sein, der Druck dagegen bleibt noch unbestimmter.

(Schluß folgt.)

Spuren arider Wüsten im Diluvium Schleswig-Holsteins.

Von **H. Reitz** in Elmshorn.

Mit 8 Textfiguren.

Die Forschung hat noch nicht völlige Klarheit darüber gebracht, wie oft das Gletschereis von Fennoskandia in die norddeutsche Tiefebene hinabgedrungen ist. Nach E. Geinitz verlief die Eiszeit als einheitliche Erscheinung bei gemäßigtem Klima, ohne Unterbrechung durch wärmere Abschmelzperioden. F. Schucht[1] nimmt zwei Hauptvereisungen an und setzt dementsprechend die Interglaziale Schleswig-Holsteins in eine Altersstufe. Die Mehrzahl der Diluvialgeologen erklärt sich, nach dem Vorgang Gottsche's, für drei Eiszeiten. A. Schulz[2] dagegen schließt auf Grund seiner Forschungen auf eine mindestens fünfmalige Vergletscherung Norddeutschlands, deren letzte bis zur sog. baltischen Endmoräne reichte. Von den

[1] F. Schucht, Der Lauenburger Ton als leitender Horizont für die Gliederung und Altersbestimmung des nordwestdeutschen Diluviums. Jahrb. d. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. 1908. p. 145 u. 149/50 ff.

[2] A. Schulz, Das Klima Deutschlands während der seit dem Beginne der Entwicklung der gegenwärtigen phanerogamen Flora und Pflanzendecke Deutschlands verflossenen Zeit. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. Abh. 1910. p 99.

vier Interglazialen besaß das letzte (SCHULZ, a. a. O. p. 109) eine recht lange Dauer. Es enthielt einen Zeitabschnitt, wo selbst in Norddeutschland ausgedehnte Wälder mit Laub- und Nadelbäumen vorhanden waren, die auf ein dem heutigen ähnliches Klima schließen lassen. Ihm ging ein anderer Zeitabschnitt voraus, der heißes, trockenes Sommerklima aufwies. Eine Periode mit demselben klimatologischen Charakter, nur offenbar mit noch bedeutend extremerem Klima, ging nach SCHULZ auch der vierten Eiszeit voraus.

JOH. WALTHER weist in seinen Schriften auf das Vorhandensein von echten Wüsten im nordeuropäischen Diluvium hin. Im „Gesetz der Wüstenbildung", 1912, heißt es p. 321: „Wenn wir die aus der diluvialen Schneezeit in Deutschland hinterlassenen Spuren sorgfältig vergleichen, dann sehen wir nicht nur Gletscherschliffe, den Geschiebelehm usw., sondern dazwischen bemerken wir merkwürdigerweise auch eine Anzahl von Symptomen, wie sie für die echte aride Wüste charakteristisch sind." Er nennt die Schalenbildung an den Graniten der Luisenburg im Fichtelgebirge, die braunen Schutzrinden der Knollensteine aus Braunkohlensanden, besonders aber die fossile echte Wüstenfauna von Thiede—Westeregeln [1].

Einige Funde aus dem Diluvium Schleswig-Holsteins sprechen gleichfalls für die Existenz glazialer echter Wüstengebiete.

Die gespaltenen und wieder verkitteten Geschiebe.

Zum ersten Male wies L. MEYN [2] auf das Vorkommen von gespaltenen und wieder zur Breccie verkitteten Geschieben aus dem Diluvium Schleswig-Holsteins hin. Er unterschied zwischen Geschieben, die eigenartige Sprünge aufwiesen, und die er geborstene Geschiebe nannte, und solchen, die zersprungen und nachher wieder zusammengekittet waren. Die geborstenen Geschiebe beschränkten sich nach seinen Beobachtungen auf vier Felsarten. Geschiebe der zweiten Art fand MEYN bei Schobüll, silurische Kalksteine in allen Varietäten und Farben von Erbsen- bis Kopfgröße. „Die Geschiebe sind zerbrochen und verschoben und danach wieder verkittet, teils nur durch einen einzelnen Spalt, teils durch

[1] Das Alter der Fauna von Thiede ist noch umstritten. Siehe F. WIEGERS, Die diluvialen Kulturstätten Norddeutschlands und ihre Beziehungen zum Alter des Löß. Prähistor. Zeitschr. 1. 1909. — F. WAHNSCHAFFE, Anzeichen für die Veränderungen des Klimas seit der letzten Eiszeit im norddeutschen Flachlande. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. Abh. 1910. p. 268. — E. KOKEN, Diluvialstudien. N. Jahrb. f. Min. etc. 1909. II. — Siehe auch NORDENSKJÖLD's Mitteilungen über eine wüstenartige Landschaft in Südgrönland in der Geogr. Zeitschr. 20. 1914.

[2] L. MEYN. Über geborstene oder gespaltene Geschiebe. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1871. p. 399.

mehrere, ungefähr parallele Spalten, aber stets nur soweit in ihren Bruchlinien verschoben, daß man die ursprüngliche Oberfläche wiederherstellen könnte.“ Ähnliche Funde beschreibt er von Jever und Groningen.

Die Ursache für das Bersten, besonders der tonhaltigen Geschiebe, sollte in der Volumvergrößerung infolge Aufnahme von Bergfeuchtigkeit bestehen, die zersprungenen und wieder verkitteten Geschiebe dagegen dem Druck des Gletschereises ihre Entstehung verdanken. Meyn war sich der Schwäche dieser Deutung wohl bewußt und weit davon entfernt, sich damit zu begnügen. Dafür legte er der Erscheinung zu große Bedeutung bei. Seither sind gespaltene Geschiebe merkwürdigerweise nicht wieder beschrieben worden.

Die abgebildeten Funde stammen aus dem oberen, Geschiebemergel von Klein-Offenseth bei Elmshorn in Holstein und sind mit schwacher Vergrößerung aufgenommen.

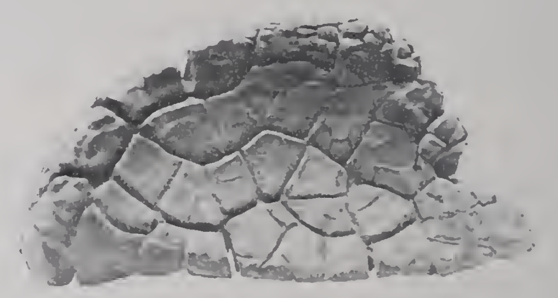


Fig. 1.

Fig. 1 stellt ein Toneisteingeschiebe mit geborstener Oberfläche dar. Das Stück hat „Obstschnittformat“ und ist mit einer gelben Ockerhaut überzogen. Die Hydratisierung hat jedoch nur die Oberfläche ergriffen, im Bruch erscheinen die Spaltstücke sowie das ganze Geschiebe frisch und von fast schwarzer Farbe. Es ist kalk- und glimmerfrei. Das Korn ist äußerst fein. Fossilreste konnten nicht wahrgenommen werden. Mit den Septarien des miocänen Limonitsandsteins von Sylt, deren schalige Bruchstücke auch gelegentlich im hiesigen Mergel angetroffen werden, hat das vorliegende Stück nichts gemein. Auch die ähnlich zusammengesetzten Zementsteinknollen aus dem Glimmerton sowie die diluvial verschleppten verschiedenen Tonsteinkonkretionen und Eisennieren sind anderer Art, ebenso die im Rupelton von Itzehoe und a. a. O. gefundenen Septarien. Unter den von Gottsche[1] beschriebenen Sphärosideriten findet es sich nicht. Es entstammt einem etwa

[1] Gottsche, Sedimentärgeschiebe der Provinz Schleswig-Holstein. 1883.

faustgroßen Toneisensteingeröll unbekannter Herkunft, das nach seiner Wanderung trocken gelegt und offenbar durch Insolation zersprungen ist, und zwar in dem typischen „Obstschnittformat“. Durch scharfes Austrocknen ist die Oberfläche des Spaltungsstückes dann weiter zusammengeschrumpft, daher ihre stark konkave Krümmung. Außerdem sind zahlreiche tiefgehende Trockenrisse entstanden, die das Geschiebe ringsherum überziehen und in polygonale Felder teilen. Eine große Wanderung hat das Stück offenbar nachdem nicht mehr gemacht, es hätte sonst infolge seiner geringen Härte besonders an den exponierten Teilen zertrümmert oder wenigstens stellenweise abgescheuert werden müssen. Alle drei Begrenzungsflächen zeigen aber die Spaltrisse in gleich vollkommener Weise.

Zersprungenes und wieder verkittetes Hälleflintgeschiebe.

Das Stück entstammt demselben Fundort wie das vorige. Es ist von blaßrötlicher Farbe und hat die Form eines längsgespaltenen Eies, dessen breiteres Ende zwei ebene Bruchflächen aufweist (Fig. 2 a u. b). Die Bruchflächen sind geglättet, aber nicht geschrammt. Eine gewisse Regelmäßigkeit in der Anordnung der



Fig. 2.

Hauptsprünge ist auffallend. Sie verlaufen unter sich parallel und in der Diagonale zu der ebenen Spaltfläche. Ergänzt man das Geschiebe zu seiner ursprünglichen, etwa faustgroßen Form, so erscheinen die Kluftflächen von Radialsprüngen erzeugt, und das Ganze löst sich auf in Bruchstücke von der Form keilförmiger „Einkanter“. Zahlreiche Quersprünge zerteilen die Hauptzonen wiederum in polygonale Felder. Aber auch bei ihnen ist eine Hauptrichtung vorherrschend (s. Fig. 3 d). Die Sprünge klaffen bis 3 mm weit auseinander und durchsetzen das ganze Geschiebe, sind aber vor dem Auseinanderfallen desselben durch ein fein-

körniges Bindemittel wieder ausgefüllt worden. Das Bindemittel ist ein gelblicher, toniger Feinsand mit geringem Kalkgehalt, ein lößähnlicher Staubsand, also nicht der Eigensubstanz des Geschiebes entstammend, wie es bei den von Meyn beschriebenen Funden der Fall ist.

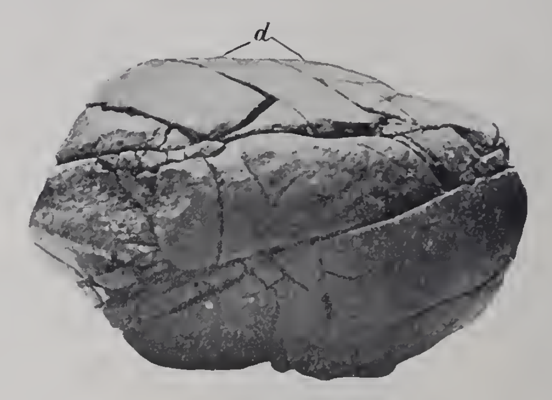


Fig. 3.

Zersprungenes und wieder verkittetes Flintgeschiebe.

Das in Fig. 4 abgebildete Stück entstammt ebenfalls dem Mergel von Klein-Offenseth. Es zeigt einen durchgehenden Kernsprung ohne Nebensprünge. Seine Ränder stehen bis 5 mm weit

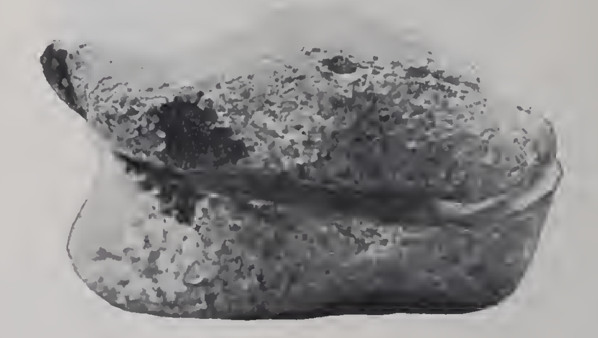


Fig. 4.

auseinander und der dadurch entstandene Spalt ist z. T. mit abgescheuertem Flintmaterial wieder ausgefüllt und fest verkittet. Die Oberfläche des Geschiebes zeigt tiefe Narben (Fig. 4), die nachträglich während des Transports in der Moräne z. T. wieder abgescheuert worden sind (Fig. 5 s). Mit den bekannten Feuerstein-

breccien von Hemmoor u. a. hat der Fund nichts gemein. Dort sind die Flinte in tausend Stücke zerbrochen, hier aber ist außer dem Hauptsprung keine Splitterung wahrzunehmen. Der Sprung kann auch darum nicht durch Druckwirkung in der Kreide entstanden sein, weil er die erst später erzeugten tiefen Narbengruben glatt durchschneidet. Facetten sind nicht vorhanden.

Außer den beschriebenen sind vom Verfasser noch mehrere Geschiebe mit gleichen Merkmalen beobachtet worden. Sie verteilen sich auf verschiedene Felsarten und Fundorte. Die Erscheinung ist daher allgemein und von der petrographischen Zusammensetzung des Gesteins unabhängig.

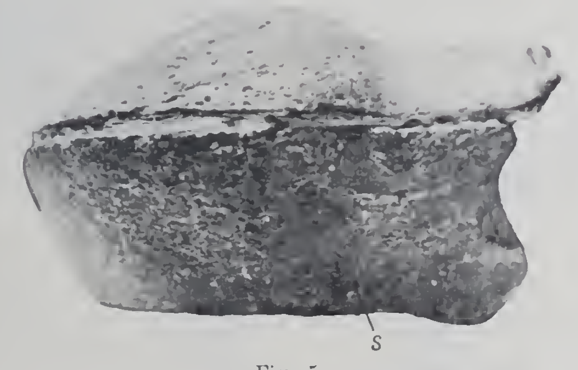


Fig. 5.

Die bisherige Deutung durch Volumvergrößerung infolge Wasseraufnahme läßt sich nach obigem nicht mehr aufrechterhalten. Die Geschiebe müßten dann auch viel zahlreicher sein. Druckwirkung des Eises kommt ebenfalls nicht in Frage, da sie ja schließlich alle Geschiebe betraf. Der allseitige Eisdruck müßte infolge der die gesamte Oberfläche gleichmäßig umfassenden Pressung gerade das Gegenteil bewirkt haben. Auch hat man in älteren Konglomeraten, die ja unter ähnlichen Bedingungen stehen wie die in der Grundmoräne eingefrorenen Geschiebe, derartige gesprungene Einschlüsse m.W. bisher nicht beobachtet. Einseitige Druckwirkung beim Transport im Eise, wie sie häufig vorgekommen sein muß, bewirkte wohl ein Zerquetschen beim Überwinden von Hindernissen, aber kein Zerspringen in der oben beschriebenen Form [1].

Die Erscheinung zwingt zu der Annahme, daß die Geschiebe in einem Trockengebiet kräftiger Insolation ausgesetzt gewesen sind.

---

[1] Auch konnten in diesem Falle sog. „Facettengeschiebe" entstehen. Siehe E. Philippi, Über Facettengeschiebe. N. Jahrb. f. Min. etc. 1906. p. 71. — H. Reitz, Facettengeschiebe. N. Jahrb. f. Min. etc. 1914. p. 16.

Tatsächlich sind derlei zersprungene Felsstücke und Gerölle ja wiederholt von Wüstenforschern beschrieben worden (vgl. WALTHER, a. a. O.). Auch dort ist die Entstehung der Sprünge unabhängig von der Art des Gesteins[1]. Die holsteinischen Funde stützen die Annahme, daß in einer Rückzugsperiode des nordischen Eises eine Zeitlang landschaftliche und klimatische Verhältnisse bestanden haben, wie sie heute vielleicht in den afrikanischen Küstenwüsten vorhanden sind. Aus ihren Lagerungsverhältnissen geht hervor, daß diese Rückzugsperiode mit dem letzten Interglazial zusammenfällt. Vorausgesetzt ist dabei, daß der Geschiebemergel von Klein-Offenseth „oberer Geschiebemergel" ist[2].

Der einwandfreie Nachweis eines Trockengebietes mit aridem Wüstenklima zu Beginn des letzten Interglazials stößt naturgemäß auf große Schwierigkeiten. Die Großformen der Wüste mußten beim Wiedereintritt des feuchten Klimas verschwinden, ihre Überreste wurden vom wiederkehrenden Eis mit seinen Schmelzwässern restlos zerstört. Nur Kleinformen konnten sich erhalten und auch diese nur unter besonders günstigen Bedingungen. Dazu kommt, daß gewisse Bildungen der Wüstenzone auch im Glazialgebiet entstehen, z. B. Dünen, Sandschliffe etc.

Beim Aufsuchen weiterer Belege für obige Annahme kann es sich also nur um typische Kleinformen handeln, für die eine glaziale Entstehung nicht in Frage kommt. So liegen noch verschiedene Gesteine aus dem Diluvium der Umgebung von Elmshorn vor, die sich hier unterbringen lassen, Quarzit- und Flintgerölle und Geschiebe mit glänzenden, braunroten Überzügen, die an den „Wüstenlack" und die Schutzrinden der Wüstenkiesel erinnern[3].

Die Fig. 6 zeigt ein Geröll aus farbloser Kieselmasse, dessen Oberfläche durch Eiseninfiltration verändert ist. Der Kern der Kugel ist weiß, klüftig und kristallinisch. Auf Hohlräumen sind kleine Quarzkriställchen aufgewachsen (Fig. 7 k). Die Außenzone ist dagegen bis auf durchschnittlich 5 mm Breite lebhaft braunrot gefärbt und von dichter, hornfelsartiger Beschaffenheit. Die Farbe des Ferrioxyds ist dieselbe wie die der Kiesabbrände (caput mortuum) oder wie sie die Brandjaspis und Hornfelse der Kontakthöfe von Eruptivgesteinen aufweisen (z. B. der Porzellanjaspis aus der Marmorgrube von Auerbach an der Bergstraße). Hätte sich die Färbung nicht durch Kapillarinfiltration aus dem Boden, also an freier Luft, sondern auf dem Diffusionswege gebildet, so müßten dafür Anzeichen vorliegen, die für derartige Konkretionen charakteristisch

[1] KAISER, Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1920 p. 70.

[2] Die Entkalkungszone ist nur gering. Siehe REITZ, a. a. O.

[3] Vgl. WALTHER, a. a. O., desgl. M. BLANCKENHORN, Ägypten. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1901. p. 326 und E. FRAAS, Geogn. Profil vom Nil. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1900.

sind, Bänderung, zonarer Bau, konzentrisch wechselnde Lagen u. a. Das ist aber nicht der Fall.

Fig. 8 stellt ein aufgespaltenes diluviales Geröllbruchstück von ähnlicher petrographischer Beschaffenheit dar, nur mit dichterem Gefüge im Innern. Durch nachträgliche Verwitterung hat sich

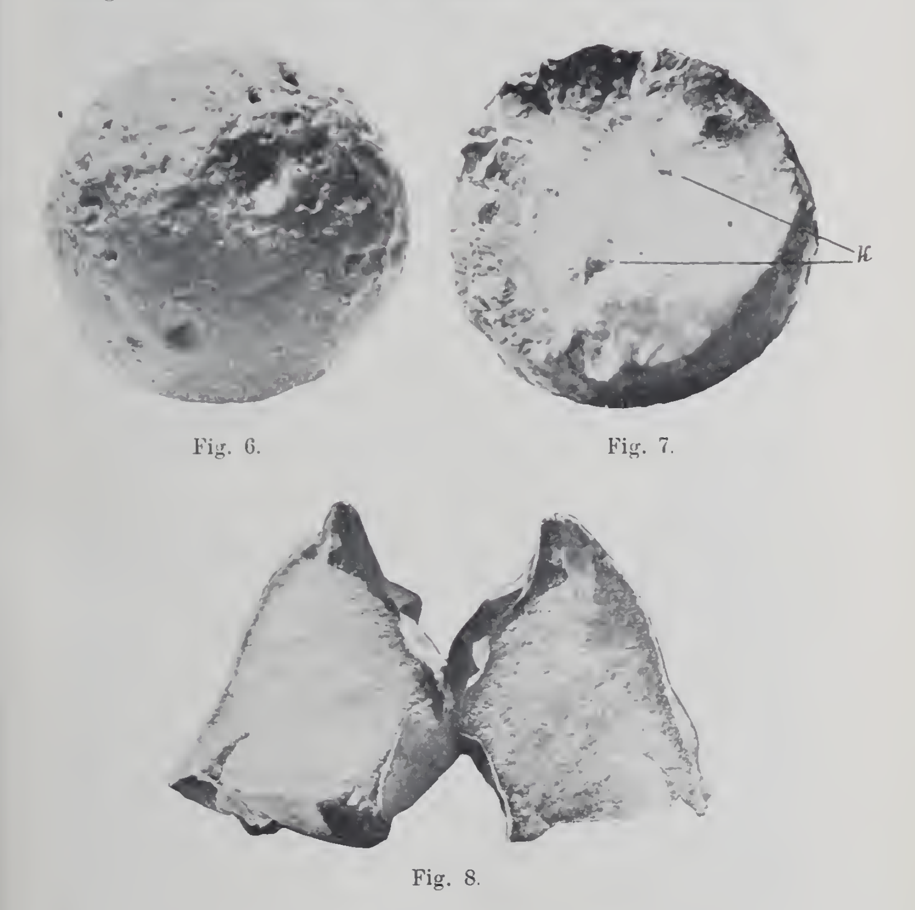


Fig. 6. Fig. 7.

Fig. 8.

über der jaspisartigen Außenschicht eine dünne weiße Opalhaut gebildet, die die ursprüngliche, glänzende Oberfläche z. T. bedeckt.

Zweifellos werden ähnliche Geschiebe auch anderwärts in diluvialen Ablagerungen vertreten sein.

Die Annahme eines zwischeneiszeitlichen ariden Klimas dürfte auch zur Klärung der vielumstrittenen Frage nach der Entstehung der Kantengeschiebe beitragen. Die Ansichten von VAN CALKER[1]

[1] VAN CALKER, Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1890. p. 581.

und Johnsen[1] finden eine Stütze, wonach die Schleifflächen von der ursprünglichen Form des Geschiebes abhängige, vielleicht durch Insolation entstandene Bruchflächen sind, die später durch Sandwind gerundet, geglättet und poliert wurden. Allerdings dürfen die Stücke nicht dem Heidesand oder sonstigen Alluvionen entnommen werden, denn „aus ihrem Vorkommen an der jetzigen Oberfläche auf ein früheres Steppenklima zu schließen, dürfte, wie schon Wahnschaffe[2] betont hat, kaum angehen"[3]. Facettengeschiebe und Dreikanter sind aber schon öfters im holsteinischen und auch im schlesischen Geschiebemergel gefunden worden (vgl. Reitz, a. a. O.).

Auch die eigenartige Ablagerung des Lauenburger Tons[4] läßt sich mit einem vorübergehenden interglazialen echten Wüstenklima vereinbaren. Es konnte sich die Bildung lößähnlicher Schwarzerden vollziehen. Periodisch niedergehende heftige Regengüsse verschleppten das Material, lagerten es um und häuften den Schlamm im Becken der Ur-Elbe stellenweise zu großer Mächtigkeit wieder auf. Der stets kalkhaltige Ton enthält auch oft noch feinen Sand mit unverwitterten Feldspat- und Hornblendesplittern, die auf ihre Entstehung an trockener Luft hindeuten (Embryonalsand). Gelegentlich vorkommende Gipskristalle sprechen nicht dagegen.

---

[1] Johnsen, Dies. Centralbl. 1903. p. 597.

[2] Wahnschaffe, Jahrb. d. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. 1889. p. 331.

[3] Mügge, Sonderabdruck aus dem 14. Jahresbericht des naturwissenschaftlichen Vereins zu Osnabrück. 1901.

[4] Der Lauenburger Ton lagert stellenweise unmittelbar auf der älteren Grundmoräne und gilt als Absatz „in einem mehr oder weniger abgeschlossenen Becken der Nordsee, die damals keinen marinen Charakter gehabt haben kann, da die schwarzen Tone fossilfrei sind" (s. F. Schucht, Der Lauenburger Ton als leitender Horizont für die Gliederung und Altersbestimmung des nordwestdeutschen Diluviums. Jahrb. d. Preuß. Geolog. Landesanstalt. 1908. p. 148). Seine auf kurze Strecken außerordentlich wechselnde Mächtigkeit (Stade 6 m, Nienstedten 140 m, Hamburg 50 m) wird auf eine Küstensenkung während der Bildung zurückgeführt, die großen Schwankungen der Oberkante (Blankenese + 80 m über NN, Seemannshaus Hamburg + 10 m, Steinwärder — 90 m), die „gehügelte Oberfläche" Meyn's, auf eine Stauchung der Schichten durch Eisdruck oder auf eine zu Beginn des 1. Interglazials einsetzende Strandverschiebung. Fein verteilter tertiärer Braunkohlenstaub oder sonstiges miocäne Material soll die schwarze Farbe bewirkt haben. Eine allgemein überzeugende Erklärung der Ablagerung ist noch nicht erfolgt. Vielleicht liegt sie in der oben angegebenen Richtung.

Die Natur der schwarzen Bänder vom Plawutsch bei Graz.

Von **V. Hilber** in Graz.

Die untersten, dunklen Sandsteinlagen des Grazer Paläozoicums enthalten am Plawutschfuße und andernorts gekrümmte, glänzendschwarze Bänder, welche zuerst als Algen der Gattung *Bythotrephis*[1], dann als Kriechspuren von Meeresschnecken[2] und als solche von Würmern[3], endlich als wahrscheinlich zusammengedrückte Wurmröhren[4] erklärt wurden. Andere Lagen der Sandsteine enthalten gleich aussehende, nur formverschiedene schwarze Flecken, noch andere, was bisher nicht beobachtet wurde, zeigen ganz schwarze glänzende Schichtflächen. Deren Aussehen und von mir beobachtete feine Streifung lassen sie als Rutschflächen erkennen. Dieselbe Streifung haben auch die Flecken und die Bänder, was bisher ebenfalls übersehen wurde, und zwar letztere meist quer; wo die Bänder durch Umbiegung senkrecht auf ihrer Hauptrichtung stehen, längs. Auch ihre Oberfläche verdankt Glanz und Streifung Bewegungen von Schichten übereinander.

Die glänzenden Schichtflächen entsprechen papierdünnen Einlagerungen schwarzer Schichten im dunklen Sandstein. Die schwarzen Bänder sind so dünn, daß sie Standfest für körperlos hielt. Sie verschwinden auch im Glühfeuer ebenso, wie der schwarze Glanz der Flächen, nicht. Nach einer Untersuchung, welche Herr Prof. Scharizer infolge meiner neuen Anschauung vornahm, bestehen die Glanzschichten aus Tonschiefer mit eingeschlossener Kohle, während Heritsch[5] Graphit als den Bestandteil der Bänder angegeben hatte.

Die Flecken und die Bänder denke ich mir durch Auswalzung und Zerreißung der zusammenhängenden Glanzschichten entstanden. Eine Erklärung der Form der Bänder mit ihrer ziemlich gleichbleibenden Dicke und ihren Umkehrungen vermag ich nicht zu geben. Der Parallelismus der Bänder (in unbeabsichtigter Darstellung auf Standfest's Tafel sehr schön sichtbar) würde sich hingegen mit obiger Erklärung gut vertragen. An einigen meiner Stücke liegen die Bänder auf den kurzen Mittelschenkeln von Flexuren.

---

[1] Göppert, Verh. k. k. geol. Reichsanst. 1858. 77.

[2] Standfest, Mitteil. naturw. Ver. f. Steierm. 1880. Graz 1881. Mit 1 Taf.

[3] Standfest, ebenda 1888, Graz 1889.

[4] Penecke, Das Grazer Devon. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 1893. 582.

[5] Untersuchungen zur Geologie und Paläontologie des Paläozoicums von Graz. Denkschr. d. k. Akad. d. Wiss., math.-nat. Kl. 94. 1917. 55.

Eine ähnliche Erscheinung mit ähnlicher Erklärung gibt F. E. Suess[1] vom Bittescher Gneis an. „Der zu Bandstreifen auseinandergezogene Biotitstaub" wird unter den „Merkmalen der mechanischen Auswalzung" angeführt.

Es ergibt sich: die als Fucoiden, Nereïten- und Schnecken-Kriechspuren, endlich als zusammengedrückte Wurmröhren gedeuteten schwarzen Bänder im Plawutsch bestehen aus Graphit einschließendem Tonschiefer und verdanken Glanz und Streifung Gleitungen. Die Bandform kann man kaum anders als durch Zerreißung der in anderen Lagern zusammenhängenden dickeren gleichartigen, ebenfalls mit Harnischen versehenen Schichten erklären, während der die Bandform erzeugende Mechanismus im einzelnen unklar ist, aber höchst wahrscheinlich in Auswalzung besteht.

Bemerkung zu Dietrich's Aufsatz über die sog. Tabulaten des Jura und der Kreide.

Von **F. Heritsch** in Graz.

W. O. Dietrich hat in diesem Centralblatt p. 208 ff. einige Bemerkungen zu meiner Beschreibung der *Solenopora Hilberi* aus dem Oberjura von Tschernawoda gegeben. Ich habe diese Beschreibung durch eine kurze Notiz ergänzt (siehe dies. Centralbl. 1919, p. 350), welche im Mai oder Juni des vergangenen Jahres an die Redaktion des Centralblattes abgegangen ist, also vorher dort war, als Dietrich's Aufsatz erschien. Daraus kann ersehen werden, daß Dietrich mir nicht mit Berechtigung Unkenntnis der Arbeiten von Rothpletz usw. vorwirft. Die Arbeit von Weissermel habe ich nicht gekannt, sie ist allerdings in einer doch wohl für paläontologische Arbeiten — wenigstens außerhalb Deutschlands — etwas ungebräuchlichen periodischen Publikation erschienen. Für diese meine Unkenntnis ist es mir ein Trost, daß Dietrich die Abhandlung über einen liassischen *Chaetetes* aus Südtirol, in welcher *Chaetetes* und andere Tabulaten ausführlich abgehandelt werden[2], ebensowenig kennt, als allen Paläontologen, die bisher über mesozoische Tabulaten gearbeitet haben, die *Beaumontia Zignoi* d'Achiardi entgangen ist.

[1] Bemerkungen zur neueren Literatur über die Moravischen Fenster. Mitteil. d. Geol. Ges. in Wien. 1918.

[2] R. Schwinner und F. Heritsch, Mitteil. d. geol. Ges. in Wien. 1917. **10**. p. 184 ff.

Bezüglich der *Solenopora Hilberi* kommt Dietrich zur Meinung, daß sie zu *Monotrypa* zu stellen sei. Auch ich bin überzeugt, (Centralbl. p. 350), daß das Fehlen der Böden kein Grund sei, das Fossil nicht in die Nähe der Tabulaten zu stellen; vielleicht ist es am besten, diese *Solenopora* an die Familie der Monticuliporiden anzuschließen. Was ich an den Stücken und den Schliffen gesehen habe, spricht nicht dafür, daß Böden überhaupt vorhanden sind, daß also, wie Dietrich meint, die Schliffe nur zufällig bödenfreie Stellen zwischen bödenführenden Lagen getroffen haben. An meinen von Dietrich angezogenen Abbildungen sind zwar scharfe Abbrüche und Querbrüche zu sehen, zeigen aber keine Tabulae an, wie Dietrich vermutet. Bezüglich der jurassischen und cretacischen *Chaetetes* halte ich das Feld keineswegs für so unbestellt, wie Dietrich vermutet; das zeigt die ihm scheinbar entgangene Arbeit über den Südtiroler *Chaetetes*.

Was die Vermehrungsart des *Blastochaetetes capilliformis* (Dietrich, p. 210) betrifft, möchte ich betonen, daß das, was Dietrich diesbezüglich sagt, an seiner Fig. 1 nicht zu sehen ist; denn die Schnittstellen a, auf welche er besonders verweist, brauchen keine Knospungen zu sein, sondern können durch eine schiefe Schnittlage, den Zellröhrchen gegenüber hervorgebracht sein. Meine Erfahrungen an paläozoischen Tabulaten haben mich bei der Beurteilung solcher schiefer Schnitte oder schiefer Anbrüche sehr vorsichtig gemacht. Daß die Autoren, wie Dietrich (p. 213) sagt, bei der Bestimmung von *Chaetetes* über die Vermehrungsart „gewöhnlich rasch hinweggleiten", ist ein in seiner Verallgemeinerung zurückzuweisender Vorwurf.

Mit Recht zieht Dietrich den Genusnamen *Ubaghsia* ein, da er bei seiner Aufstellung durch Oppenheim schon vergeben war (Dietrich, l. c. p. 215). Viel besser wird die Sache allerdings nicht, wenn Dietrich in Anlehnung an eine kurze Bemerkung Quenstedt's in der Petrefaktenkunde Deutschlands, Korallen p. 859, den Namen *Acantharia* gebraucht; denn *Acantharia* ist seit Haeckel's Darstellung der Radiolarien (1862) für eine Unterordnung derselben vergeben.

Graz, im November 1919.

Gegenantwort an Herrn Heritsch.

Da wir über die systematische Stellung von „*Solenopora Hilberi* Her." jetzt einig sind und da mein Aufsatz glücklicherweise ein Abschlußdatum trägt (3. 10. 1918), so kann ich mich kurz fassen. Fig. 1 von *Blastochaetetes* ist nach einer radialen Bruchfläche, auf der die Zwischenknospen körperlich sichtbar sind, angefertigt, nicht nach einem schiefen Schnitt, wie Heritsch vermeint. Schnitte empfehlen sich aus den von Heritsch an-

gegebenen Gründen tatsächlich nicht. Hinzufügen muß ich, daß für *Blastochaetetes* streng genommen „*Polifinius*" zu schreiben ist, welchen Namen A. DE GREGORIO (Coralli giuresi di Sicilia, 2. und 3. Teil, vermutlich im Naturalista Siziliano zwischen 1884 und 1887 erschienen; das vorliegende Separatum trägt keinerlei bibliographische Angaben) als Untergattungsbezeichnung für *Chaetetes capilliformis* MICH. aufgestellt hat, ohne eine Diagnose zu geben. (DE GREGORIO beschreibt nur noch makroskopisch — ohne Abbildungen — vom Monte Pellegrino zwei Arten dieser Untergattung, *P. erctensis* und *P. anabaciopsis*.) Bezüglich der Verwendung von *Acantharia* als Gattungsnamen haben darüber befragte Paläontologen keine Bedenken gehabt, sie trotz der ihnen bekannten Homonymie als zulässig zu bezeichnen. Wenn HERITSCH dafür einen neuen Namen vorschlagen will, z. B. *Oppenheimia*, so wird die Sache dadurch nicht berührt, aber QUENSTEDT Unrecht zugefügt. —

Berlin, 13. Juli 1920. DIETRICH.

Besprechungen.

Martin Henglein: Lötrohrprobierkunde. Qualitative Analyse mit Hilfe des Lötrohrs. 2. Aufl. Sammlung Göschen. 1920.

In diesem Bändchen werden die qualitativen Lötrohrproben, dazu einige wenige mikrochemische Reaktionen in gedrängter Kürze behandelt, im ersten Teil allgemeine, im zweiten mit Rücksicht auf die einzelnen Elemente; bei diesen werden die nach ihren wesentlichsten Bestandteilen dazugehörenden Mineralien aufgezählt, und am Schluß der Gang der Untersuchung an einigen Beispielen erläutert. Bei aller gebotener Knappheit sind die Angaben klar und für jedermann verständlich. Der Anwendung von Platin, das als Spitze (1 g) für das Lötrohr empfohlen wird und als Blech und Draht in bekannter Weise benutzt werden soll, steht sein hoher Preis (zeitweise über 300 Mk. für 1 g) entgegen. Als Ersatz für Blech und Draht benutzt Unterzeichneter flache Tröge und dünne Stäbchen aus gebrannter Magnesia, am Lötrohr läßt sich Platinspitze entbehren. **R. Brauns.**

Personalia.

Gewählt. Die Preußische Akademie der Wissenschaften hat zu korrespondierenden Mitgliedern ihrer physikalisch-mathematischen Klasse gewählt die Herren Hofrat Prof. Dr. **F. Becke** in Wien und Prof. Dr. **A. Bergeat** in Königsberg.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Vier Blitzröhren aus Mecklenburg.

Von E. Geinitz in Rostock

Mit 1 Textfigur.

Durch glückliche Umstände ist das Rostocker Mineralogische Museum im Besitz von mehreren Prachtexemplaren von Fulguriten (z. T. über Meter lang), wie sie in anderen Sammlungen kaum zu finden sein dürften. Ich gebe hier die photographischen Aufnahmen von vier der besten zur Benutzung der Fachgenossen für ihre Vorlesungen.

Mecklenburg ist nicht etwa vor anderen Gebieten besonders ausgezeichnet durch Fulguritvorkommnisse; nur durch den Eifer eines Spezialsammlers, Herrn Lehrer Berg, Nossentiner Hütte, sind hier viele Vorkommnisse alsbald nach dem beobachteten Blitzschlag aufgespürt und geborgen, teils von ihm allein, teils unter meiner Assistenz wurde bei bekannten Blitzschlägen sorgfältig nachgegraben und unter Notieren der Lage im Boden geborgen [1]. Hierbei zeigten sich einige beachtenswerte Nebenerscheinungen, vor allem das häufige Auftreten von einer Nebenröhre, hübsche Verästelungen, Fortsetzen in lehmige Lagen, Aussetzen in gewisser Tiefe u. a. Während die von Planeth [2] aufgefundene, über 3 m lange Röhre bei Granzin nach schrägem Eingang in den Boden fast horizontal verlief, gehen unsere ziemlich senkrecht in den Boden.

In vollem Zusammenhang befindlich, sind die Röhren doch in zahlreiche kleine Stücke quer zerbrochen. Der Querschnitt ist unregelmäßig kreisförmig bis breit gedrückt, wobei sich rippen- oder flügelförmige Ausweitungen bilden, auch blasiges Auftreiben ist zuweilen zu bemerken. Wo der Funken durch Lehm ging, ist dieser gespalten und zu einer emailartigen Glasmasse geschmolzen.

1. Niehusen bei Ribnitz (Arch. Nat. Meckl. **47**, Taf. 8). Ausgegraben im Heidesand (Freiland), bis 1 m Tiefe reichend. Gebogener Verlauf, unten in zwei Gabeln geteilt, welche mehrfache kleine Abästelungen haben. Das zarte Rohr flachgedrückt, mit Seitenflügeln. Ein 0,75 m langes Nebenrohr von gleichem Querschnitt.

---

[1] s. Geinitz. Archiv Nat. Mecklenburg. **47**. 1893. 60. 131. — Berg. Gartenlaube 1906. No. 21.

[2] Planeth. Arch. Nat. Mecklenburg. **33**. 1879. 307.

2. Krummendorf bei Rostock. 1905, Feinsand, offenes Land (ein Haufen Kartoffelkraut war in Brand geraten). Bis 1,3 m ausgegraben. Einfaches zylindrisches Rohr, bis 1,8 cm weit, unten rechtwinklig umgebogen und bei weiterer senkrechter Fortsetzung plötzlich auf 12 cm unterbrochen (leitende oder abkühlende Wasserschicht?).



Fulgurite aus Mecklenburg (im Rostocker Museum).

3. Liessow bei Laage, Sandkröger Tannen, 1902. Der Blitz war an einer Kiefer in den gelben Feinsand gefahren, um kleine Wurzeln, weiter durch ein Kieslager und endlich in gelben Lehm. Das Rohr ist besonders stark, bis 4 cm breit, nicht zylindrisch, sondern durch 2—4 fache Ausstülpungen unregelmäßig längsgerippt. Die Oberfläche ist schwärzlichkohlig.

Ein dünnes zylindrisches Nebenrohr, ein kurzer, nach oben gerichteter Seitenast ist vorhanden.

4. Nossentiner Hütte, Heidesand, 1918. Der Blitzschlag in eine Kiefer. Eine dicke und zwei schwächere Nebenröhren. Die Hauptröhre 1,5 m lang, oben 1,5 cm stark, mit drei wurzelförmigen Abzweigungen, in der Mitte eine größere Gabelung zeigend, unten blasig aufgetrieben. Am Ende noch in gelbem Lehm mit schwacher Verglasung.

Welche Folgerungen ergeben sich aus dem Auftreten von Flüssigkeitseinschlüssen in Mineralien?

Von **R. Nacken** in Greifswald.

Mit 6 Textfiguren.

(Schluß.)

III. Einschlüsse von Wasser und Kohlensäure.

Für die Lösung der Frage nach den Entstehungsbedingungen liefern diese interessanten Einschlüsse, wie wir später sehen werden, neue Gesichtspunkte. Ist die eine oder die andere Substanz überwiegend vorhanden, so liegen die Verhältnisse genau so wie bei den reinen Stoffen H_2O und CO_2.

In Fig. 3 ist mit gleichen Maßstäben Fig. 1 für CO_2 mit Fig. 2 für H_2O miteinander vereinigt. Man erkennt in ihr deutlich den verschiedenartigen Verlauf, der von den Dampfspannungskurven ausgehenden Druckkurven für konstantes Volum.

Fig. 3.

Wäre etwas über 100^0 in einem Kristall ein Wassereinschluß und ein Kohlendioxydeinschluß unter einem Drucke von 271 Atm. gleichzeitig nebeneinander entstanden, so würde der erstere bei 100^0, der andere bei 30^0 heterogen werden. In diesem, allerdings kaum möglichen Fall könnte man zu einer einwandfreien Bestimmung der Bildungstemperaturen gelangen, da ja durch den Schnitt der beiden Geraden ein Punkt eindeutig bestimmt ist.

Geht man zu Gemengen beider Stoffe über, so ist zwischen den beiden kritischen Endpunkten der Dampfspannungskurven eine Faltenpunktskurve zu ziehen. Wie sie im System CO_2—H_2O verlaufen wird, ist experimentell, soviel ich sehe, noch nicht ermittelt. Die Raumkurve könnte ein Minimum oder ein Maximum aufweisen oder ohne beides kontinuierlich verlaufen, das letztere wurde angenommen.

Aus dem Verhalten der Einschlüsse mit angenähert gleichen Teilen beider Stoffe geht nun hervor, daß flüssige CO_2 und Wasser nur begrenzt miteinander mischbar sind. Erhitzt man solche Einschlüsse, so verschwindet zunächst die Libelle der Kohlendioxyd-Phase, so daß also auch bei Beginn des fluiden Zustands CO_2 mit Wasser nur sehr wenig mischbar ist.

Sind 3 Phasen dieses Zweistoffsystems nebeneinander stabil. so hat das System nur einen Freiheitsgrad, d. h. durch die Temperatur allein ist sein innerer Zustand, wie Dampfdruck und Zusammensetzung der koexistierenden Phasen, bestimmt. Diese Verhältnisse lassen sich am besten an einem Schnitt durch das Druck-Temperatur-Konzentrationsmodell [1] erläutern.

In Fig. 4 ist ein isobarer Schnitt dargestellt. Es ist angenommen, daß für die Stoffe A und B (CO_2 und H_2O) im flüssigen Zustand ein Gebiet begrenzter Mischfähigkeit besteht, das von der Kurve c z h, mit einem kritischen Mischungspunkt bei z, umschlossen wird. Zwischen a und b laufen zwei Kurven, die die Zusammensetzung von gasförmigen Phasen und der bei verschiedenen Temperaturen mit diesen koexistierenden Flüssigkeiten angeben; a und b liegen unter der kritischen Temperatur für A bzw. für B. Die Verdampfung der Gemische findet in der Art wie das Aufschmelzen von Mischkristallen statt. Um den Erscheinungen im System CO_2—H_2O für niedrige Temperaturen Rechnung zu tragen, muß angenommen werden, daß die Entmischungskurve c z h mit der unteren Kurve a b zum Schnitt kommt. Ist das der Fall, dann ergibt sich, daß nur bei der Temperatur t 3 Phasen koexistieren, nämlich gasförmig l + flüssig o + flüssig p. Außer von der Bruttozusammensetzung etwa m oder n hängt das Mengenverhältnis der Phasen, solange eine Gasphase vorhanden ist, noch von dem zur Verfügung stehenden Raum ab. Durch Vermindern des Volums bei konstanter Temperatur nimmt bei gleichbleibendem Druck die Menge der Gasphase ab. Ist sie gerade verschwunden, so gilt zwischen o, p und m die bekannte Hebelbeziehung. Ist die Gasphase vorhanden, so kann diese Regel unmittelbar nur auf die jeweils vorhandenen Mengen flüssiger Phasen bezogen werden. die Menge der Gasphase ist unbestimmt.

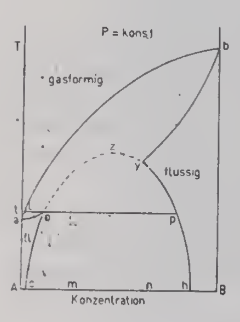


Fig. 4.

Verkleinert oder vergrößert sich also in einem gegebenen Volum die Libelle durch Temperaturerhöhung, so müssen gleichzeitig beide Flüssigkeitsphasen ihre Zusammensetzung ändern.

[1] Vgl. H. W. B. Roozeboom, Heterogene Gleichgewichte II. Braunschweig 1904.

Diese Überlegungen machen das Verhalten mancher Einschlüsse dieser Art verständlich. So beobachtet man einerseits das Verschwinden von Libellen unterhalb 31,3° C, obgleich ein Stoff mit höherem kritischem Punkt beigemengt ist, andererseits bemerkt man auch, besonders bei schneller Erwärmung, ein kurzes Auftauchen neuer Libellen an der Grenze der beiden flüssigen Phasen. Vielleicht tritt dabei CO_2 aus der Wasserphase heraus, das würde darauf hinweisen, daß die Kurve y p h bei p einen Verlauf hat, der von der der Fig. 4 abweicht, d. h. daß mit steigender Temperatur eine Abnahme der Löslichkeit für CO_2 im Wasser erfolgt.

Andererseits ist es möglich, daß bei großen Libellen die CO_2-reichen Phasen erst homogen werden, wenn sie über die kritische Temperatur des Kohlendioxyds erhitzt werden. Es findet das seine Darstellung in der schematischen Raumfig. 5. Je höher die Temperatur wird, um so mehr ziehen sich die nunmehr aus einer kontinuierlichen Kurve bestehenden Gleichgewichtskurven für gasförmige und flüssige Phasen, die die Faltenpunktskurve tangieren, zusammen, bis sie schließlich am kritischen Punkt des zweiten Stoffes verschwinden, wenn kein Maximum vorliegt. Das ist in Fig. 5 durch die Kurven f und f′ für die Drucke P und P′ ausgeführt. Es wird daher ein Punkt eintreten, wo die Verbindungsgerade o p die Kurve f bei o so schneidet, daß die Verlängerung von o p über o hinaus f nicht noch einmal trifft. Ob dieser Zustand für ein bestimmtes System erreicht wird, hängt ab von dem zur Verfügung stehenden Volum bzw. von dem Mengenverhältnis der ursprünglich koexistierenden 3 Phasen.

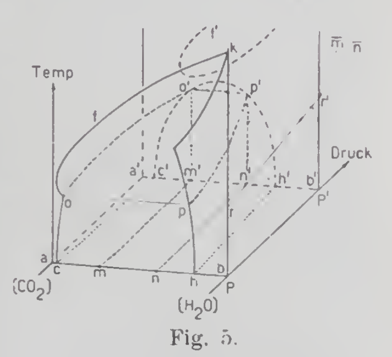


Fig. 5.

Verschwinden auf diese oder die andere Art die Libellen, so verhalten sich doch von diesem Moment an die Einschlüsse im Kristall gleich. An Hand des ganz schematischen Diagramms sei dies erläutert (Fig. 5). Es ist dabei angenommen, daß der kritische Mischungspunkt z (vgl. Fig. 4) nicht allzu hoch liegt, so daß also die Dampf-Flüssigkeitsfläche von dem Entmischungsgebiet bei höheren Drucken nicht mehr geschnitten wird. Gleichzeitig ist der Einfachheit halber die Veränderung der Mischbarkeit mit dem Druck vernachlässigt, auch ein ev. Konzentrationsmaximum nicht berücksichtigt worden. In diesem einfachsten Fall wird sich in dem allseitig geschlossenen System mit 2 flüssigen Phasen o und p mit steigender Temperatur eine starke Drucksteigerung bemerklich machen. Die flüssigen Phasen verändern dabei kontinuierlich ihre Zusammensetzungen, und zwar o nach oo′, p nach pp′.

War m die Bruttozusammensetzung des Systems, so wird bei o′ Homogenität erreicht sein, war n die ursprüngliche Zusammensetzung, so tritt dieser Moment bei der gleichen Temperatur bei p′ ein. Die beiden Kurven des Entmischungsgebiets o o′ und p p′ projizieren sich auf die PT-Ebene rechts in der Kurve v v′. Von dem Punkt v′ an erhalten wir aber für weiteres Erwärmen zwei Kurven, von denen die eine für m′ von o′ in den Raum gehend infolge des mehr fluiden Charakters der Phase eine geringere Drucksteigerung mit steigender Temperatur aufweisen wird, als die andere von p′ ausgehende zum System n gehörige, das mehr Flüssigkeitscharakter zeigen wird. Ihre Projektionen mögen r′$\overline{m}$ und r′$\overline{n}$ sein.

Die Projektion in der PT-Ebene zeigt deutlich, daß auch hier zur eindeutigen Bestimmung von Druck und Temperatur die vorhandenen Daten nicht ausreichen. Zeigt der Einschluß bei der Temperatur der Homogenisierung Flüssigkeitscharakter, so ist wenigstens die Bildungstemperatur in enge Grenzen einschließbar, bei fluidem Charakter ist auch das nicht möglich.

Das Raummodell könnte durch Veränderung der gegenseitigen Lagen seiner Flächen leicht verändert werden, so daß besonderen Verhältnissen Rechnung getragen wird. Da aber Zahlenwerte für das System $H_2O - CO_2$ nicht vorliegen, so ist hierauf verzichtet worden.

IV. Folgerungen für das natürliche Vorkommen.

Nachdem im Vorhergehenden die prinzipiellen Erscheinungen festgelegt worden sind, soll versucht werden, aus ihnen für die Entstehung Folgerungen zu ziehen und man wird sehen, daß sie zu Anschauungen führen, die z. T. neu sind[1].

1. — Unter der Annahme, daß die gewöhnliche Tiefenstufe (3^0 auf 100 m) gültig ist, können dieser entsprechend gebildete Einschlüsse von CO_2 bei Zimmertemperatur einen heterogenen Zustand niemals aufweisen. Erst wenn die Abkühlung unter etwa 5^0 gesunken ist, kann sich eine Gaslibelle bilden. Bei 20^0 würde vielmehr ein flüssiges System existieren, in dem ein Druck von ca. 170 Atm. herrscht.

Hierbei gilt die willkürliche Voraussetzung, daß zur Zeit der Entstehung die geothermische Tiefenstufe von oberflächlich 0^0 C an zu rechnen sei. Es fehlt indessen jede Unterlage, ob dieser oder andere Werte in Rechnung zu setzen sind. Man kann aber nach der Fig. 1 aussagen, daß erst ein Verschieben dieser Oberflächentemperatur auf $+ 22^0$ C das Auftreten einer Libelle von $31,3^0$

[1] Vgl. dazu die Ausführungen von A. Johnsen und R. Scharizer, a. a. O.

abwärts für einen „bathogen" entstandenen Einschluß bedingt. Man muß hierzu eine Gerade durch den Punkt k der Kurve 1k parallel Om ziehen. Aber nur ein unter 72,9 Atm. Druck entstandener Einschluß zeigt bei 31.3° die erste Libelle, alle anderen zeigen das Phänomen tiefer.

Verschiebt man die Kurve Om parallel noch weiter, so sind auch unter höheren Drucken bathogen entstandene CO_2-Tropfen möglich, deren Inhalt bei niedrigen Temperaturen gasig ist.

Für die Annahme derartig geänderter Tiefenstufen besteht jedoch ein Grund nicht. Mir erscheint es einfacher an einen lokalen heißen Herd und, wegen der Gegenwart der CO_2-Mengen naheliegend, an postvulkanische Prozesse zu denken, auch wenn sie etwa Kontaktwirkungen ihr Entstehen verdankt. Die geothermische Tiefenstufe zeigt unter solchen Verhältnissen wesentlich höhere Werte, wie z. B. die Beobachtungen von Graf Mandelslon[1] zeigen. Am Neuffen beträgt danach die Tiefenstufe 10,46 m.

Die Gerade Om müßte danach im rechten Teil des Diagramms Fig. 1 steiler verlaufen, vielleicht durch eine zur P-Achse konvexe Kurve ersetzt werden.

R. Scharizer versucht das Auftreten verschiedenartiger Einschlüsse zu deuten durch Annahme verschiedener Zonen im Erdinnern, die er nach der gewöhnlichen geothermischen Tiefenstufe aufstellen zu können glaubt.

Die einzige scharfe Grenze, die sich so angeben ließe, ist durch den Schnitt von Om mit 1k bei 1 bestimmt. Hier ist der Gesteinsdruck und der Dampfspannungsdruck gleich 40 Atm. und ebenso die Temperatur 5° gleich. Unter Vernachlässigung der Zerreißungsfestigkeit der Gesteine, die bei nicht zu großen Hohlräumen eine wesentliche Rolle zu spielen vermag, kann in geringeren Tiefen als 160 m flüssige CO_2 nicht bestehen.

Leider liegt die Umwandlungstemperatur von Quarz, in dem diese Einschlüsse vor allem vorkommen, bei 575° reichlich hoch, so daß auch mit ihrer Hilfe ein Einschließen der Bildungsbedingungen in enge Grenzen nicht möglich ist. Nimmt man an, daß sich die Kurven des Diagramms Fig. 1 weiterhin linear fortsetzen und berücksichtigt man die geringe Änderung der Umwandlungstemperatur mit dem Druck, die sich für 100 Atm. Steigerung um 1° C erhöht, so errechnen sich die Koordinaten des Schnittpunkts von Om mit dieser Umwandlungskurve zu 5227 Atm. und 627° C. Die maximale Bildungstiefe beträgt somit 20,9 km.

Sie wird wesentlich niedriger sein müssen, wenn CO_2-Einschlüsse im Quarz vorkommen. Man findet dann am einfachsten die Grenztemperaturen, wenn man etwa die Kurven 7 und 8 gerad-

[1] Bei W. Branca, Vulkanembryonen Schwabens. Ver. f. vaterl. Naturk. Württ. 1894. p. 642.

linig bis zum Schnitt mit der Umwandlungskurve verlängert. Man kommt so zu folgenden Grenzzahlen: für Kurve 7 etwa 1000 Atm., für 8 etwa 1600 Atm., demnach zu Tiefen von annähernd 4 und 6,5 km. Bemerkenswert ist, daß die Libelle einmal bei 31,5°, das andere Mal bei 29,5° C verschwinden wird. Die Differenz von 2° würde einer Druckänderung von ca. 600 Atm. entsprechen, also die Tiefe um fast 2,5 km verlegen; hierdurch werden die Zahlen sehr unsicher.

Liegt ein wäßriger Einschluß vor, so ist, wie sich aus der Fig. 3 ergibt, der Verlauf der Kurven 5 und 6 vermutlich so, daß sie eher zum Schnitt mit der Geraden Om kommen, als mit der Umwandlungskurve des Quarzes. —

Nach Angaben von F. Zirkel[1] verschwinden die Libellen von CO_2-Einschlüssen in basaltischen Augiten bei 30—32°, und zwar wird die Hohlraumfüllung homogen flüssig, während sie in basaltischen Olivinen, wenn nur wenig Flüssigkeit vorhanden war, dampfförmig wurde. Eine Grenzkurve, welche diese verschiedenen Arten von Einschlüssen trennt, dürfte in Fig. 1 die in k endigende Kurve 6 sein. Links von ihr liegen die zum Gebiet a gehörigen, rechts davon die zum Gebiet b gehörigen Kurven. Bei einer Entstehung aus Schmelzfluß muß der Druck ein recht erheblicher gewesen sein, da die Kurve 6 mit steigender Temperatur schnell zu höheren Drucken ansteigt, selbst wenn man annimmt, daß sie die Tendenz hat, mit steigender Temperatur nach links umzubiegen.

Auch hier ist man zur Extrapolation geneigt. Setzt man die Bildungstemperatur der Olivine zu 1000° C im Magma an, und verlängert die Kurve 6 Fig. 1 linear bis zum Schnitt mit der 1000°-Horizontalen, so entspricht dieser Punkt einer Tiefe von etwa 4,5 km.

Bei gleicher Entstehungstemperatur könnte bei Druckentlastung etwa durch Aufsteigen des Magmas an Stelle des Einschlusses der ersten Art ein solcher der gasförmigen Art treten. Bei gleichem Druck würde die umgekehrte Reihenfolge durch Abkühlung eintreten. Erst die Kombinationen einer Reihe von Merkzeichen könnten über den Vorgang einwandfrei Auskunft geben. Das Auftreten der CO_2-Einschlüsse in pyrogenen Mineralien ist wohl so zu deuten: Durch die Kristallisation des Magmas werden Gase frei. Ihre Abscheidung beginnt in Bläschen an der Oberfläche eines wachsenden Kristalls besonders leicht, da an solchen Phasentrennungsflächen bei derartigen Vorgängen Übersättigungen sich leichter aufheben als in der homogenen Phase.

2. — Man pflegt die CO_2-Einschlüsse als solche besonderer Art zu betrachten, was mir jedoch nicht immer richtig scheint, sie

[1] F. Zirkel, Basaltgesteine. 1870. p. 33, 21, 60.

sind vielmehr genetisch meist mit den wasserhaltigen verknüpft, und zwar in dem Sinne als auch die CO_2-Phase aus wäßrigen Lösungen stammt. Gerade die Tatsache, daß CO_2 mit H_2O im flüssigen (fluiden) Zustand zwei begrenzt mischfähige Phasen bildet, führt unter Zugrundelegung der Verhältnisse der Fig. 5 dazu, wie kurz dargelegt werden mag.

Versuche an Quarzpräparaten mit Einschlüssen zweier sich nicht mischenden Flüssigkeiten zeigten mir, daß sich bis 200° etwa die relativen Volumina noch wenig verändern. Höher konnte ich die Präparate, ohne sie zu zerstören, nicht erhitzen und sehr starke Vergrößerungen anzuwenden, um die kleinsten Bläschen zu verfolgen, erlaubte meine Versuchsanordnung nicht. Stets sprangen die Präparate unter heftigem Spratzen auseinander. Danach ist bei 200° und darüber neben einer wäßrigen eine kohlensäurehaltige Phase stabil, die vermutlich nur wenig H_2O enthält.

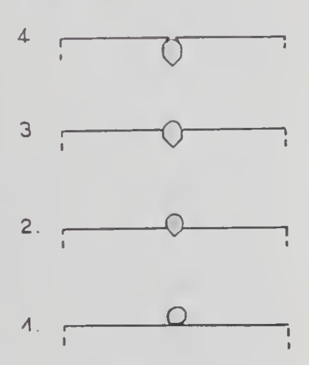


Fig. 6. Vier Stadien des Einschlusses eines Flüssigkeitstropfens durch einen wachsenden Kristall.

Denken wir uns nun einmal einen Hohlraum, in dem die Kristallisation vor sich geht, angefüllt von einem flüssigen System der Zusammensetzung n der Fig. 5, so wird bei der Temperatur und dem Druck des Punktes p′ nur eine homogene flüssige Phase vorliegen. Wie in ihr die Kristallisation des Quarzes erfolgt, sei dahingestellt. Kühlt sich dieses System ab, oder sinkt der Druck, oder erfolgt beides gleichzeitig, so spaltet sich aus der homogenen Phase o′ ab. Derartige Entmischungsvorgänge erfolgen unter der Bildung einer Emulsion. Wie bei dem Versuch mit Phenol und Wasser bilden sich feine Tropfen, hier der CO_2-reichen Phase. Ein Teil derselben wird oberflächlich von den Flächen der wachsenden Kristalle festgehalten, ein anderer Teil vereinigt sich und sondert sich entsprechend seinem spezifischen Gewicht, so daß im Gesteinshohlraum zwei Schichten entstehen. Die Kristallisation kann weiter durch die Phase p′ erfolgen, und so kommt es, daß die festhaftenden CO_2-Tröpfchen von der wachsenden Kristallsubstanz nach und nach umschlossen werden. Es ist auch nicht schwierig, sich dabei die Entstehung von Flächen auf der Innenseite des eingeschlossenen Raumes vorzustellen. In der Fig. 6 sind einzelne Stadien dargestellt, die wohl ohne weiteres verständlich sind. Die negative Quarzform mag dabei besonders geeignet sein. So kann ein Tropfen der Phase o′ rein eingeschlossen werden, es ist aber nicht ausgeschlossen, daß sich auch noch ein Teil von p′ gleich von vornherein beimengt. Schließlich kann natürlich auch die wäßrige

Phase allein eingeschlossen werden, wenn etwa der CO_2-reiche Tropfen infolge des Auftriebs sich aus dem Hohlraum entfernt.

Auf einen solchen emulsionsartigen Entmischungsvorgang deuten die massenhaften Einschlüsse z. B. in gewissen Quarzen von Brancheville und anderen Fundpunkten hin. Ein mir vorliegender, 5 cm langer Quarz ist bemerkenswert dadurch, daß in der Mitte des ca. 1 cm im Durchmesser haltenden Kristalls durch Anhäufung von Einschlüssen Rhomboederflächen markiert werden, während oben und unten die Substanz klar ist. Ist nämlich einmal die Entmischung eingetreten, so befindet sich die 2. Phase im System, und es wird durch ihre Gegenwart im allgemeinen eine weitere Übersättigung vermieden.

Bei weiterer Abkühlung ist nun zu beachten, daß der Inhalt des Hohlraums unter einem konstanten Druck steht, da ja die gleichbleibende Gesteinschicht auf ihm lastet. Dagegen ist der eingekapselte Tropfen diesem Einfluß entzogen. Während sich also der Zustandspunkt der Hohlraumfüllung längs der Geraden p′n′ nach n′ zu bewegt, durchläuft der des CO_2-Einschlusses o′ die Kurven o′o und p′p. Es bilden sich die beiden flüssigen Phasen aus, und von der Temperatur t des Schnittes Fig. 4 an sind 3 Phasen l, o, p im Einschluß stabil.

Im Hohlraum bilden sich die beiden sich nicht völlig mischenden Phasen entsprechend den Kurven o′c′ und p′h′, es entstehen nach und nach an CO_2, bzw. an H_2O reichere Phasen. Da die Möglichkeit zur Bildung neuer Einschlüsse bestehen bleibt, so können sich schon durch relativ geringe Schwankungen solche von ganz verschiedenem Verhalten in ein und demselben Kristall bilden. Aber es kann auch die Verschiedenheit darauf zurückzuführen sein, daß bei der gleichen Entstehungstemperatur verschiedene Mengen der Phase p′ mit der CO_2-reichen eingeschlossen wurden. Komplikationen können ferner durch gleichzeitige Druckänderungen bedingt sein, die wohl auch auftreten werden. Ihre Mannigfaltigkeit läßt sich nicht übersehen, sie entspricht aber durchaus den Beobachtungen, die J. A. Phillips[1], G. Spezia[2] und J. Königsberger[3] machten. So beobachtete Phillips in Quarzgesteinen von Gängen der Goldregion Californiens Flüssigkeitseinschlüsse, deren Libellen bei ganz verschiedenen Temperaturen, z. B. 82°, 100° und darüber, verschwanden. Auch G. Spezia fand im Kalkspat von Traversella gleichzeitig Einschlüsse von flüssigem CO_2, solche, deren Libellen gegen geringe Temperaturerhöhung wenig empfindlich waren, und solche, deren Libellen erst unter Zimmertemperatur entstanden. Weniger starke Unterschiede fand J. Königs-

[1] J. A. Phillips, Quart. Journ. geol. soc. London. 31. 332. 1875.

[2] G. Spezia, Atti R. Acc. d. Sc. di Torino. 42. 261. 1907.

[3] J. Königsberger und W. J. Müller a. a. O.

BERGER (a. a. O.) in einem farblosen Quarzkristalle vom Wattinger Tunnel (St. Gotthard).

Es ist verständlich, daß nach diesem einfach gewählten Beispiel alle in der Natur vorkommenden Erscheinungen sich nicht ohne weiteres werden deuten lassen. Hierzu müßte der Einfluß von Salzen und ähnlichen Stoffen bekannt sein, zum mindesten aber die genauen Werte für das Temperatur-Druck-Konzentrationsmodell CO_2—H_2O.

3. — Wichtig erscheint mir noch der Hinweis auf folgenden Umstand. Entsteht nämlich der Einschluß, wie eben skizziert, nach der Fig. 5, so wird nicht die Mutterlauge als solche eingeschlossen sein. Der uns vorliegende Rest stellt nur einen Teil derselben dar, und man kann nur bedingte Schlüsse aus der Natur der Einschlüsse über ihre Art tun. Ebenso, wie der CO_2-Einschluß der pyrogenen Phase, wird der der hydrothermalen nur einen Teil der Mutterlauge darstellen, so daß damit die Folgerung, CO_2 sei z. B. ein Lösungsmittel für Quarz, wegfallen könnte. Auch die Einschlüsse ölartiger Substanzen im Quarz von Alabama [1] reihen sich hier an, auch hier findet man den Einschluß von Flächen umgrenzt, obgleich doch gewiß eine Löslichkeit ausgeschlossen erscheint. Man hat für die Entstehung solcher Flächen Temperaturschwankungen verantwortlich machen wollen, wie sie bei wäßrigen Einschlüssen in löslichem Steinsalz etwa zu würfelförmigen Gebilden führen. Es besteht dann aber die Schwierigkeit, zu erklären, weshalb sich in ein und demselben Quarzkristall unregelmäßig-schlauchförmig begrenzte neben regelmäßig begrenzten finden.

Überblickt man die vorstehenden Ausführungen, so wird klar, wie mannigfaltig die Möglichkeiten sind, die zur Bildung von Einschlüssen führen. Nur die Kenntnis der homogenen und heterogenen Gleichgewichte kann uns einigermaßen durch die Fülle der Erscheinungen leiten. Jedenfalls erscheinen die Schlußfolgerungen auf Grund einzelner Versuche sehr unsicher. Die Untersuchung zahlreicher Einschlüsse ein und derselben Lokalität könnte vielleicht mehr befriedigende Resultate liefern. Eine genaue experimentelle Erforschung der physikalisch-chemischen Gesetze der in Frage kommenden chemischen Systeme ist aber als Grundlage unerläßlich. —

Es ist mir eine angenehme Pflicht, Herrn Geheimrat Prof. Dr. TH. LIEBISCH für Überlassung wertvoller Präparate aus der mineralogischen Sammlung der Universität Berlin herzlichst zu danken.

Greifswald, Mai 1920.

[1] Vgl. C. HINTZE, Handb. d. Mineral. I, 2. 1915. p. 1345.

Über die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der seismischen Oberflächenwellen längs kontinentaler und ozeanischer Wege.

Von **E. Tams** in Hamburg.

I.

Durch die von A. Wegener aufgestellte Hypothese der Horizontalverschiebung der Kontinente werden die Kontinentalschollen in einen besonders scharfen Gegensatz zu den ozeanischen Böden gestellt, denn nach ihrer Grundanschauung tritt gegenüber dem wesentlich salischen Material der Kontinente schon in den Tiefseeböden selbst das schwerere simische Gestein zutage. Bei solcher Auffassung müssen sich schon die oberflächlichen Schichten unterhalb der Ozeane in ihren physikalischen Eigenschaften z. T. merklich von dem kontinentalen Material unterscheiden und mit Verschiedenheiten der Dichte auch solche der Elastizitätskonstanten vorhanden sein. So liegt es denn nahe, zu untersuchen, ob nicht die seismischen Oberflächenwellen bei ihrer Ausbreitung über die Erde verschiedene Fortpflanzungsgeschwindigkeiten haben, je nachdem ihre Wege überwiegend kontinental sind oder zur Hauptsache über ozeanischen Boden führen.

Die Theorie der seismischen Oberflächenwellen ist im wesentlichen von Lord Rayleigh und H. Lamb ausgearbeitet und dann vom Fürsten B. Galitzin in seiner Abhandlung „Über die Dispersion und Dämpfung der seismischen Oberflächenwellen“ [1] aufgenommen und weitergeführt worden. Bedeutet v_1 und v_2 die Geschwindigkeit der longitudinalen ersten bezw. der transversalen zweiten Vorläuferwellen in den Oberflächenschichten und V diejenige der die Hauptphase in einem Seismogramm ausmachenden Oberflächenwellen, und wird $\left(\frac{V}{v_2}\right)^2 = x$ gesetzt, so lehrt diese Theorie, daß unter gewissen vereinfachenden Voraussetzungen, u. a. auch unter Vernachlässigung der Absorption, x der kubischen Gleichung

$$x^3 - 8x^2 + 8\left[3 - 2\left(\frac{v_2}{v_1}\right)^2\right]x - 16\left[1 - \left(\frac{v_2}{v_1}\right)^2\right] = 0$$

genügt, so daß $V = \sqrt{x} \cdot v_2$ einen nur von v_1 und v_2 abhängigen konstanten Wert hat. Für die bisher gebräuchlichsten Werte

[1] Bull. de l'Académie Impériale des Sciences de St.-Pétersbourg. 1912. p. 219—236. Siehe auch: Fürst B. Galitzin, Vorlesungen über Seismometrie. Deutsche Bearbeitung von O. Hecker. 1914. p. 64 ff.

$v_1 = 7{,}17$ [km sec^{-1}] und $v_2 = 4{,}01$ [km sec^{-1}], welche K. Zoeppritz und L. Geiger errechneten[1], ergibt sich daraus $x = 0{,}852$, also

$$V = 0{,}923 \,.\, v_2 = 3{,}70 \text{ [km sec}^{-1}\text{]}.$$

Da nun bekanntlich

$$v_1 = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\varrho}} \quad \text{und} \quad v_2 = \sqrt{\frac{\mu}{\varrho}}$$

ist, wo ϱ die Dichte des Mediums und λ und μ seine Lamé'schen Elastizitätskonstanten, μ insbesondere auch seine Riegheit bezeichnen, so entspricht den benutzten Werten von v_1 und v_2 zugleich der nur wenig von $\frac{1}{4}$ abweichende Wert 0,272 der sogen. Elastizitätszahl oder Poisson'schen Konstanten

$$\sigma = \frac{1}{2}\,\frac{\lambda}{\lambda + \mu} = \frac{v_1^2 - 2\,v_2^2}{2\,(v_1^2 - v_2^2)}\,,$$

und die kubische Gleichung kann, da $\left(\frac{v_0}{v_1}\right)^2 = \frac{1 - 2\sigma}{2(1 - \sigma)}$ ist, allgemein auch in der Form

$$x^3 - 8x^2 + 8\,\frac{2 - \sigma}{1 - \sigma}\,x - 8\,\frac{1}{1 - \sigma} = 0$$

geschrieben werden, in der nur σ als unabhängige Variable auftritt.

Nach den Untersuchungen von Zoeppritz und Geiger (l. c.) weisen nun v_1 und v_2 mit wachsender Tiefe sogleich eine ausgesprochene Zunahme auf, derart, daß v_1 in 100 bezw. 200 km Tiefe schon die Werte 7,59 bezw. 8,01 [km sec^{-1}] erreicht und v_2 in denselben Tiefen auf 4,24 bezw. 4,48 [km sec^{-1}] angewachsen ist. Die Elastizitätszahl σ bleibt dagegen nahezu konstant, indem einem Oberflächenwert von 0,2724[2] in den Tiefen von 100 und 200 km die Werte 0,2732 und 0,2724 entsprechen. Aus diesen Verhältnissen dürfte zu ersehen sein, daß, wenn im Meeresboden das die kontinentalen Salschollen unterlagernde dichtere Sima selbst zutage tritt, die Oberflächenwellen sich auf ozeanischen Wegen schneller fortpflanzen müssen als auf kontinentalen Wegen, denn in der Gleichung $V = 0{,}923 \,.\, v_2$ ist für v_2 in dem an sich tiefer als das Sal gelegenen Sima ein etwas höherer Wert als der durchschnittliche Oberflächenwert 4,01 [km sec^{-1}] einzusetzen, während der Proportionalitätsfaktor 0,923 wegen der fast völligen Konstanz der Elastizitätszahl praktisch unverändert bleibt. Es erhellt aber auch so viel, daß der Unterschied jedenfalls nicht beträchtlich sein kann, da ja z. B. einer Zunahme von v_2 um 0,1 [km sec^{-1}] auch nur eine Zunahme von V um rund 0,09 [km sec^{-1}] entspricht, und

[1] Über Erdbebenwellen. III. Nachr. d. Ges. d. Wiss. Göttingen. Math.-phys. Kl. 1909. p. 428.

[2] In der angeführten Arbeit von Zoeppritz und Geiger ist irrtümlich 0,2578 angegeben.

dabei dürfte nach den oben für die Tiefen von 100 und 200 km gemachten Angaben zu dem für v_2 angenommenen Zuwachs von 0,1 [km sec^{-1}] schon eine Tiefenstufe von rund 40 km gehören.

Um aber diese vorweggenommene theoretische Orientierung über die in der Wirklichkeit zu erwartenden Verhältnisse richtig einzuschätzen, muß noch berücksichtigt werden, daß die hier benutzten Zahlenwerte bei dem gegenwärtigen Stand der Forschung noch nicht als durchaus sicher angesehen werden können. So fand H. F. Reid [1] auf Grund der Seismogramme des kalifornischen Bebens von 1906 v_2 an der Oberfläche gleich 4,8 [km sec^{-1}] und in 280 km Tiefe gleich 5,25 [km sec^{-1}], und C. Zeissig [2] erhielt aus Beobachtungen über süddeutsche Beben für v_1 einen Oberflächenwert von 6,3 [km sec^{-1}]. Immerhin ist das Anwachsen dieser Geschwindigkeiten mit der Tiefe als gewiß zu betrachten, und dürfte das hier schätzungsweise entworfene Bild jedenfalls in seinem Kernpunkt zutreffen.

II.

Rein empirisch hat schon Reid kurz zu der Frage der Abhängigkeit der Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Oberflächenwellen (d. i. nach seiner Bezeichnung der „regular waves" im Seismogramm) von der Beschaffenheit des Weges in seinem Werke über das kalifornische Beben [3] Stellung genommen. Er kommt dabei, ohne es ausführlicher zahlenmäßig zu belegen, zu dem Ergebnis, daß, wenn überhaupt eine solche Abhängigkeit vorhanden ist, die Geschwindigkeitsunterschiede geringer als die Beobachtungsfehler sind. In einer Notiz zu einer Arbeit von W. Pechau über Absorption und Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Hauptbebenwellen nimmt ferner O. Meissner [4] eine Scheidung der Beben nach verschiedenen Ursprungsgebieten vor und faßt nach diesen Gruppen die errechneten Geschwindigkeiten zu Mittelwerten zusammen, um so für die innerasiatischen Beben mit $V = 3{,}52$ [km sec^{-1}] den niedrigsten Wert zu erhalten. Eine Gegenüberstellung der Geschwindigkeiten auf kontinentalen und ozeanischen Wegen findet sich dort jedoch nicht; sie wäre auch nach dem benutzten Material — es handelt sich um die Beobachtungen einiger deutscher Stationen — nur mehr andeutungsweise möglich gewesen.

Für die Untersuchung dieser Frage kann dagegen das San Franzisko-Beben als besonders geeignet angesehen werden, denn

[1] The California Earthquake of April 18, 1906. Report of the State Earthquake Investigation Commission. II. The Mechanics of the Earthquake by H. F. Reid. Washington, D. C. 1910. p. 123. Taf. 13.

[2] Bemerkungen zu den Süddeutschen Erdbeben 1911 und 1912. Notizbl. d. Ver. f. Erdk. usw. zu Darmstadt. IV. Folge. Heft 33. 1912. p. 90 ff.

[3] l. c. p. 130.

[4] Gerland's Beiträge zur Geophysik. XIV. Heft 1. 1915. Kl. Mitt. p. 10—12.

einerseits sind sein Epizentrum und seine Stoßzeit sehr genau bekannt und ist die Phaseneinteilung der Seismogramme sehr sorgfältig durchgeführt worden, und andererseits stehen die Wege nach den Stationen im Osten von Nordamerika und in Mexiko als rein kontinental den Wegen nach den ostasiatischen und neuseeländischen Stationen als rein ozeanisch gegenüber. Das Epizentrum des zerstörenden Stoßes ist zu $38^0 03' \pm 4'$ N, $122^0 48' \pm 5'$ W, d. i. 40 bis 50 km unweit von San Franzisko, zwischen Olema und dem südlichen Ende der Tomalesbucht, und seine Eintrittszeit zu $13^h\,12^m\,28^s \pm 2$ sec M.Gr.Z. bestimmt worden.

Berechnet man nun nach der einfachen Formel $V = \frac{\Delta}{T}$, in welcher Δ die Epizentraldistanz der betreffenden Station und T die Laufzeit der „regular waves“, d. h. die Differenz zwischen der Zeit ihres Eintreffens an der Station und der Stoßzeit im Epizentrum bedeutet und zu deren Anwendung eben auch der Umstand berechtigt, daß die empirisch festgestellte mittlere Laufzeitkurve dieser Wellengattung geradlinig ist, auf Grund der von Reid gegebenen Daten[1] die Fortpflanzungsgeschwindigkeit für die 9 Stationen Tokio, Osaka, Kobe, Zikawei (bei Schanghai), Taihoku (Formosa), Wellington und Christchurch (Neu-Seeland), Manila und Batavia, so ist:

$$V = 3{,}847\ [\text{km sec}^{-1}] \pm 0{,}045 \text{ m. F.},$$

während man für die 5 Stationen Tacubaya (bei Mexiko), Toronto, Washington, Cheltenham (Maryland) und Albany (New York):

$$V = 3{,}770\ [\text{km sec}^{-1}] \pm 0{,}104 \text{ m. F.}$$

erhält. Wenn sich daher auch hiernach die Geschwindigkeit für die ozeanischen Wege größer als für die kontinentalen ergibt, so liegt aber doch in der Tat der Unterschied innerhalb der Fehlergrenzen, kann also nach diesen Daten nicht als erwiesen gelten.

Bei der Schwierigkeit, gerade das Eintreffen der Oberflächenwellen, den Beginn der Hauptphase im Seismogramm, richtig festzustellen (in günstigen Fällen auf etwa Zehntelminuten genau, nicht selten aber mit einer Ungenauigkeit von Minuten), kann indessen auch nur bei Verwendung einer wesentlich größeren Zahl von Beobachtungen ein genaueres Resultat erhofft werden. Im Fall des kalifornischen Bebens liegen für die angegebenen Stationen die Geschwindigkeiten bei ozeanischem Wege zwischen den Grenzen 3,64 und 4,04 und bei kontinentalem Wege zwischen 3,39 und 3.96. Die Zeit des Auftauchens der Oberflächenwellen oder der „regular waves“ oder auch nach internationaler Bezeichnung der undae longae („lange Wellen“) ist vielfach den Erdbebendiagrammen um so weniger sicher zu entnehmen, als auch reflektierte, durch den Erdkörper selbst sich fortpflanzende

[1] l. c. p. 115 u. 116. Tabelle 7.

Wellenzüge der zweiten Vorläufer oft große Perioden aufweisen und nicht selten ganz allmählich in die Hauptphase hinüberleiten. Andererseits reagieren manche Seismographen bei nicht geeigneter Einstellung und unzureichender Empfindlichkeit erst auf die späteren, stärkeren und etwas kürzerperiodischen Wellen der Maximalphase im engeren Sinne, während von Apparaten ohne Dämpfungsvorrichtung infolge der bei ihnen nicht unterdrückbaren instrumentellen Eigenschwingungen auch ein ganz irreführendes Bild entworfen werden kann. Endlich sind auch die mehr äußeren Umstände der Registrierweise, ob die mit Reibung arbeitende mechanische Methode (Rußschreibung) oder die reibungslos arbeitende optische angewandt ist, sowie die Registriergeschwindigkeit, d. h. die Geschwindigkeit der Fortbewegung des Registrierbogens unter der Schreibspitze oder dem Lichtpunkt, keineswegs bedeutungslos. Betreffs der Ermittlung des Auftauchens der langen Wellen kann z. B. ein niedriger Wert der Vergrößerung gut aufgewogen werden durch photographische Aufzeichnung und niedrige, die langperiodischen Wellen mehr zusammendrängende und daher bei kleiner Amplitude leichter erkennbar machende Registriergeschwindigkeit. Aus allen diesen Gründen kann es nicht auffallen, wenn sich bei Verwertung eines ungesichteten Materials von Beobachtungsdaten der einzelnen Erdbebenstationen Geschwindigkeiten ergeben, die teilweise einerseits bis an 5 [$\mathrm{km\,sec^{-1}}$] heranreichen, ja vereinzelt sogar diesen Wert überschreiten, und andererseits bis zu 3 [$\mathrm{km\,sec^{-1}}$] herabreichen und in Einzelfällen auch noch erheblich unter diesem Werte stehen. Die Mehrzahl der Werte liegt allerdings zwischen den Grenzen von etwa $3\frac{1}{2}$ und gut 4 [$\mathrm{km\,sec^{-1}}$], und W. Pechau[1] fand im Mittel aus 231 Werten, wenn wir uns auf die Angabe von 3 Dezimalen beschränken, $V = 3{,}787$ [$\mathrm{km\,sec^{-1}}$], einen Betrag, der indessen wohl noch etwas zu klein ist.

Es dürften daher die Grenzen nicht zu eng gesetzt worden sein, wenn ich im folgenden nur solche Werte berücksichtigt habe, welche nicht kleiner als 3,3 und nicht größer als 4,3 [$\mathrm{km\,sec^{-1}}$] sind, sich also um nicht mehr als rund 0,5 [$\mathrm{km\,sec^{-1}}$] von dem soeben angeführten Mittelwert entfernen. Es ist vielmehr nach den bisher aufgestellten Laufzeitkurven wahrscheinlich, daß auch dann noch z. T. sowohl zu späte Welleneinsätze als auch reflektierte zweite Vorläufer mituntergelaufen sind, doch kann angenommen werden, daß sich bei großer Anzahl der Einzelbeobachtungen diese entgegengesetzten Fälle ungefähr aufheben. Abgesehen wurde noch von einer wahrscheinlich vorhandenen Dispersion, d. h. einer Abhängigkeit der Fortpflanzungsgeschwindigkeit von der Wellenperiode, was übrigens, da die Wellenperiode sich mit der Länge des zurück-

[1] Absorption und Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Hauptbebenwellen. Gerland's Beiträge zur Geophysik. XIII. 1914. p. 279.

gelegten Weges ändert, auch eine Abhängigkeit von der Epizentraldistanz in sich schließen würde. Auf diesen letzten möglichen Zusammenhang wies empirisch auch O. Meissner in seiner oben erwähnten Notiz hin. Die Wellenperiode wäre jedenfalls nur sehr lückenhaft zu berücksichtigen gewesen, da viele Apparate zurzeit noch ungedämpft sind, aber auch bei den Registrierungen gedämpfter Seismographen Periodenangaben nicht immer gemacht werden. Da ferner die erörterte Unsicherheit in der Bestimmung des Zeitpunkts des Auftretens der „langen Wellen" sowie etwaige Ungenauigkeiten in der Festlegung des Epizentrums und der Stoßzeit des Bebens für die Berechnung der Fortpflanzungsgeschwindigkeit bei kleinen Epizentraldistanzen mehr ins Gewicht fallen als bei großen, habe ich nur Beobachtungen in Entfernungen nicht kleiner als 3000 km vom Epizentrum benutzt. In einer für die Zwecke dieser Arbeit befriedigenden Weise ist eine Ermittlung von Epizentrum und Stoßzeit nur bei einzelnen größeren Beben, wie z. B. dem kalifornischen Erdbeben von 1906, möglich. Hierhin können aber auch noch in mehr oder weniger hohem Grade einige andere für unsere Untersuchung geeignet gelegene Beben der Jahre 1906 und 1907 gezählt werden, über welche zugleich in den von S. Szirtes bearbeiteten Katalogen der internationalen seismologischen Assoziation [1] und für das kolumbianische Erdbeben vom 31. Januar 1906 auch in einer von E. Rudolph und S. Szirtes verfaßten Monographie [2] das gesamte mikroseismische Material veröffentlicht ist.

Als Koordinaten des Epizentrums des großen Bebens vom 31. Januar 1906 ergaben sich nach den beiden eben genannten Autoren $0^0 50' \pm 20'$ N und $81^0 32' \pm 40'$ W, d. i. im Meere, etwa in der Breite von Esmeraldas (Ekuador), in 150 km Abstand von der Küste, und die Stoßzeit wurde zu $15^h 35^m 51^s \pm 3$ sec M.Gr.Z. gefunden. Diese Lage des Epizentrums macht den Weg der Oberflächenwellen nach Europa ganz überwiegend ozeanisch (atlantisch), und es berechnet sich auf Grund der in Tabelle 3 der angeführten Monographie gegebenen Daten aus den Beobachtungen von 16 europäischen Stationen und außerdem von Zikawei (bei Schanghai) und Batavia am Westrand des Pazifischen Ozeans die Geschwindigkeit der Oberflächenwellen längs ozeanischer Wege zu:

$$V = 3,806\ [\text{km sec}^{-1}] \pm 0,046 \text{ m. F.}$$

Ähnlich günstig sind die Ausgangsgebiete der beiden Beben vom 1. Juli und 30. Dezember 1907 gelegen, deren Epizentren nach Szirtes auf Grund makroseismischer Nachrichten in $13^0 16'$ N, $87^0 39'$ W, d. i. etwa Amapala (Honduras), und in $12^0 08'$ N,

[1] Katalog der im Jahre 1906 registrierten seismischen Störungen. II. Teil. Straßburg 1910; und Registrierungen der besser ausgeprägten seismischen Störungen des Jahres 1907. Straßburg 1912.

[2] Gerland's Beiträge zur Geophysik. XI. 1912. p. 132 ff. u. p. 207 ff.

86° 15′ W, d. i. Managua (Nikaragua) angenommen worden sind. Für die Stoßzeit fand ich unter Benutzung der neueren Laufzeiten von L. Geiger und B. Gutenberg [1] im ersten Fall aus den Ankunftszeiten in Tacubaya, Cheltenham, Washington, Ottawa und Uccle (Brüssel): $13^h 08^m 50^s \pm 4$ sec M.Gr.Z. und im zweiten Fall aus den entsprechenden Zeiten in Tacubaya, Vieques (Porto Rico), Cheltenham, Washington, Ottawa und Sitka: $5^h 26^m 43^s \pm 2$ sec M.Gr.Z. Für das Beben in Honduras ergibt sich nun aus den Beobachtungen an 19 europäischen Stationen und in Batavia:

$$V = 3{,}941\ [\text{km sec}^{-1}] \pm 0{,}022 \text{ m. F.}$$

und für das Beben in Nikaragua aus den Beobachtungen an 20 europäischen Stationen sowie in Honolulu und Apia wenig abweichend:

$$V = 3{,}916\ [\text{km sec}^{-1}] \pm 0{,}029 \text{ m. F.}$$

Für die Ermittlung der Geschwindigkeit längs kontinentaler Wege bieten sich zunächt vier andere bedeutende Beben des Jahres 1907 dar, von denen zwei im Abstand von rund 3 Stunden am 18. April auf den Philippinen und zwei am 21. und 27. Oktober in Mittelasien (Buchara) stattfanden. Die beiden Philippinen-Beben wie die beiden mittelasiatischen Beben gingen je von demselben Epizentralgebiet aus, das auf Grund ausführlicherer makroseismischer Nachrichten genauer festgelegt werden konnte. Darnach kann, wie es im Katalog für 1907 geschehen ist, das eigentliche Epizentrum der beiden Beben vom 18. April in 13° 38′ N, 122° 52′ E, d. i. in Camarines (SE-Luzon), und dasjenige der beiden Beben vom 21. und 27. Oktober in 38° 20′ N, 67° 45′ E, d. i. in Buchara, etwa 170 km sö. von Samarkand, angenommen werden. Die Stoßzeit der Philippinenbeben ermittelt sich dann aus dem Beginn der Registrierung in dem nur 230 km vom Epizentrum entfernten Manila und der zugehörigen Laufzeit der ersten Vorläufer von 32 sec zu $20^h 59^m 52^s$ bezw. $23^h 52^m 32^s$ M.Gr.Z., während man für die Stoßzeit des mittelasiatischen Bebens vom 21. Oktober aus den Ankunftszeiten der ersten Vorläufer in Wien, Hamburg, Straßburg, Zikawei, Osaka und Mizusawa: $1^h 23^m 25^s \pm 7$ sec M.Gr.Z. und für diejenige des anderen Bebens vom 27. Oktober aus den entsprechenden Zeiten in Taschkent, Jekaterinburg, Harpoot (Armenien), Wien, Göttingen, Straßburg: $5^h 15^m 57^s \pm 2$ sec M.Gr.Z. erhält.

Auf dieser Grundlage liefern die im mikroseismischen Katalog gegebenen Daten als Wert der Fortpflanzungsgeschwindigkeit der seismischen Oberflächenwellen durch Eurasien

für das erste Philippinenbeben vom 18. April nach den Beobachtungen an 30 Stationen:

$$V = 3{,}765\ [\text{km sec}^{-1}] \pm 0{,}045 \text{ m. F.,}$$

[1] Über Erdbebenwellen. VI. Nachr. d. Ges. d. Wiss. Göttingen. Math.-phys. Kl. 1912. p. 670 u. 671. Tabelle 17.

für das zweite Philippinenbeben vom 18. April nach den Beobachtungen an 27 Stationen kaum abweichend:

$$V = 3{,}768\ [\text{km sec}^{-1}] \pm 0{,}054 \text{ m. F.},$$

für das mittelasiatische Beben vom 21. Oktober nach den Beobachtungen an 19 Stationen:

$$V = 3{,}837\ [\text{km sec}^{-1}] \pm 0{,}065 \text{ m. F.}$$

und für das mittelasiatische Beben vom 27. Oktober nach den Beobachtungen an 11 Stationen:

$$V = 3{,}760\ [\text{km sec}^{-1}] \pm 0{,}069 \text{ m. F.}$$

Der besseren Übersicht wegen sind die errechneten Geschwindigkeitswerte in den beiden folgenden Tabellen 1 und 2 zusammengestellt worden:

Tabelle 1

Erdbeben	V [km sec⁻¹] Ozeanische Wege	Anzahl der Einzelwerte
Kalifornien 18. IV. 1906 . . .	3,847 ± 0,045	9
Kolumbien 31. I 1906 . . .	3,806 ± 0,046	18
Honduras 1. VII. 1907 . . .	3,941 ± 0,022	20
Nikaragua 30. XII. 1907 . .	3,916 ± 0,029	22

Tabelle 2

Erdbeben	V [km sec⁻¹] Kontinentale Wege	Anzahl der Einzelwerte
Kalifornien 18. IV. 1906	3,770 ± 0,104	5
Philippinen (1. Beben) 18. IV. 1907 .	3,765 ± 0,045	30
„ (2. Beben) 18. IV. 1907 .	3,768 ± 0,054	27
Buchara 21 X. 1907	3,837 ± 0,065	19
„ 27 X 1907	3,760 ± 0,069	11

Überblickt man diese beiden Tabellen, so zeigt sich, daß in der Tat im Durchschnitt die Geschwindigkeit auf ozeanischen Wegen größer ist als auf kontinentalen, und zwar um rund 0.1 [km sec⁻¹]; denn gibt man einmal den mitgeteilten Werten das gleiche Gewicht — die angegebenen mittleren Fehler und die Anzahl der Einzelbeobachtungen sind für die Gewichtszuteilung nicht allein maßgebend, da die Zuverlässigkeit der Mittelwerte in hohem Grade namentlich auch von der Genauigkeit der Stoßzeit des Bebens im Epizentrum abhängt — und bildet das Mittel, so ergibt sich jene gleich 3,878, diese dagegen gleich 3.780 [km sec⁻¹].

Doch darf man dieses Ergebnis angesichts der vielen bei der Berechnung nicht immer hinreichend ausschaltbaren Unsicherheiten bei der geringen Anzahl der benutzten Beben noch nicht als ge-

nügend beweiskräftig betrachten. Auffallend ist z. B. der verhältnismäßig niedrige Wert, der sich bei dem kolumbianischen Beben für die Geschwindigkeit längs ozeanischer Wege ergeben hat und der unter dem Werte liegt, welcher bei dem ersten Buchara-Beben relativ hoch für die Geschwindigkeit längs kontinentaler Wege ermittelt worden ist. Bemerkenswert sind indessen andererseits auch die beiden fast gleichen niedrigen Werte für die Philippinenbeben und die beiden, auch nicht wesentlich verschiedenen, hohen Werte für die Beben in Honduras und Nikaragua. Würde man zur Ermittlung der Stoßzeiten die von S. Mohorovičić gefundenen reduzierten Laufzeiten der normalen ersten Vorläufer [1] benutzt haben, so hätten sich die Stoßzeiten für die beiden Philippinenbeben um 8 sec früher und damit die Geschwindigkeiten noch etwas kleiner ergeben, während die Eintrittszeiten der Erdbeben in Honduras und Nikaragua sich nur um je 1 sec früher gestellt hätten, so daß die berechneten Geschwindigkeiten praktisch unverändert geblieben wären.

(Schluß folgt.)

Über die orographische Lage tektonischer Horste.

Von **J. Moscheles** in Prag.

Mit 2 Textfiguren.

In seiner Untersuchung „Zur Beurteilung des Baues des mittelböhmischen Faltengebirges“ [2] hat Wähner nicht nur seine Anschauungen über die noch immer strittigen tektonischen Verhältnisse von Barrande's Silurmulde eingehend dargestellt, sondern auch alle diesbezüglichen, oft recht divergierenden Ansichten älterer und neuerer Autoren diskutiert. Dabei ist ihm gelegentlich der Kritik an den Vorstellungen von Ed. Suess ein Irrtum unterlaufen, der hier deshalb berichtigt werden soll, weil die in Frage kommenden Verhältnisse nicht nur methodisch betreffs der orographischen Lage tektonischer Horste von Wichtigkeit sind, sondern auch geeignet erscheinen, zur Lösung der Streitfragen über den Bau des mittelböhmischen Altpaläozoicums beizutragen.

In dem hier wiedergegebenen Querschnitt (Fig. 1) stellt Wähner schematisch die im mittelböhmischen Untersilur des „Nordflügels“ festgestellten Lagerungsverhältnisse dar. Denkt man sich die beiden Gebirgszonen durch eine lotrechte Verwerfung getrennt, so erscheint

[1] Die reduzierte Laufzeitkurve und die Abhängigkeit der Herdtiefe usw. Gerland's Beiträge zur Geophysik. XIV. Heft 3. 1916. p. 189 u. 190.

[2] Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt Wien 1916. 66. Heft 1. p. 1–72 (vgl. bes. p. 6/10).

danach das nördliche, äußere Gebirgsstück gesenkt, das südliche, innere gehoben. Ebenso ist im Südflügel, dessen Schichten ein nordwestliches Fallen haben, von zwei durch Längsbrüche getrennten Gebirgszonen stets die innere relativ gehoben. Wähner hat damit unzweideutig nachgewiesen, daß sein mittelböhmisches Faltengebirge

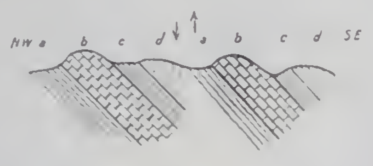
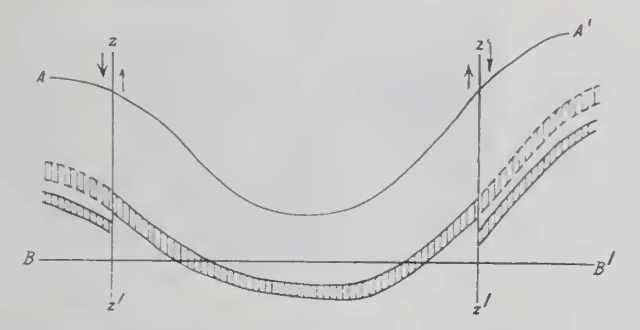


Fig. 1.

keine Grabensenke im Sinne von Ed. Suess darstellen kann, und folgert mit Recht, daß „unter der Voraussetzung, daß an den das mittelböhmische Faltengebirge durchziehenden Längsbrüchen Senkungen eingetreten sind, das Gebiet nicht nach der von Suess eingeführten Vorstellung als ein Graben, sondern im Gegenteil als ein Horst anzusehen sei[1].



Leithorizont nach der Muldenbildung.
Leithorizont nach den Längsbrüchen.
A—A' Ursprüngliche Oberfläche der Mulde.
B—B' Heutige Oberfläche (durch Abtragung).
z—z' Längsbrüche.

Fig. 2.

Einen derartigen Horstcharakter hält jedoch Wähner für ganz ausgeschlossen. Er gibt allerdings zu, daß das im ganzen Gebiet vorherrschende Schichtenfallen gegen innen, also im Nordflügel gegen Südosten, im Südflügel gegen Nordwesten, aus einer älteren muldenförmigen Anlage erklärt werden könnte. Daß aber in den inneren, tektonisch zu höchst liegenden Gebirgsteilen die jüngsten Schichtgruppen erhalten, in den äußeren jedoch abgetragen sind, hält er mit der Vorstellung eines Horstes völlig unvereinbar.

Es ergibt sich für uns daraus die Frage, ob in jedem tektonisch relativ gehobenen Gebiet die Schichten orographisch höher liegen müssen als die gleichaltrigen Schichten in den tektonisch tieferen, benachbarten Gebieten. Diese Frage ist entschieden zu verneinen. In unserem Gebiet genügt eine ältere muldenförmige Anlage, wie sie nach Wähner das vorherrschende Schichtenfallen gegen innen erklären könnte, um eine selbst nach Absenkung der Randpartien im Vergleich zu diesen noch immer tiefere orographische Lage des tektonischen Horstes und damit die Erhaltung der jüngeren Schichten gerade in seinem Bereich zu erklären (Fig. 2).

Über die Aufhebung des Astigmatismus im konoskopischen Strahlengange des Polarisationsmikroskopes.

Von **Arthur Ehringhaus** in Göttingen.

Mit 4 Textfiguren.

Die Einfügung eines anastigmatischen Polarisationsprismas[1] als Tubusanalysator in ein Polarisationsmikroskop beseitigt zwar für den orthoskopischen Strahlengang den Astigmatismus vollkommen. Dasselbe gilt jedoch nicht für den konoskopischen Strahlengang. Denn die von einem Punkte des primären Interferenzbildes in der hinteren Brennebene eines Mikroskopobjektives ausgehenden Strahlenbüschel sind bis zum Auftreffen auf die Amici-Bertrand-Linse divergent und gehen beim Einschalten des anastigmatischen Tubusanalysators mit noch stärkerer Divergenz durch diesen hindurch. Die Lichtwellen erhalten also wieder eine Wellenfront von unsymmetrischer Krümmung, und infolgedessen entsteht in dem sekundären Interferenzbilde eine erhebliche astigmatische Unschärfe. Diese ist schon bei schwachen Okularen zu erkennen und tritt bei stärkeren in so deutlichem Maße hervor, daß man durch Verschieben des Okularauszuges gegen die feststehende Bertrandlinse leicht die astigmatische Differenz feststellen kann. Diese Differenz ist um so kleiner, je geringer die wirksame Apertur der Bertrandlinse ist. Am größten wird sie also sein bei einer Bertrandlinse, welche unmittelbar über dem Tubusanalysator eingeschoben ist, da hier aus einem Büschel, welches von einem Punkte der hinteren Brennebene des Objektives ausstrahlt, möglichst viele Strahlen aufgenommen werden. Bei einer Bertrandlinse von 6 mm freier Öffnung und 50 mm Brennweite, welche nur 4 mm von dem 24 mm langen orthoskopisch-anastigmatischen Analysator entfernt war, wurde die

[1] Dies. Centralbl. 1920 p. 175.

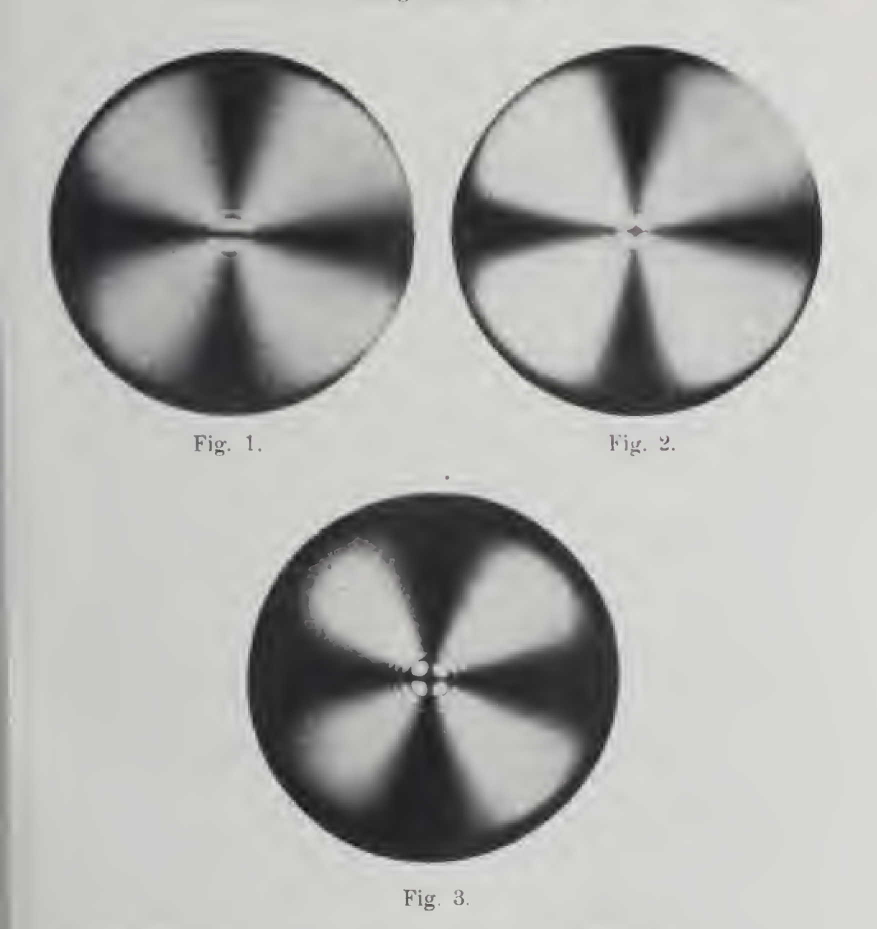


Fig. 1. Fig. 2.

Fig. 3.

Erklärungen zu Fig. 1—3. Kalkspatplatte ‖ (0001) im konvergenten weißen Licht; Objektiv 7 mit Kompensationsokular 6. Fig. 1 und 2 bei gewöhnlicher, dicht über dem orthoskopisch-anastigmatischen Tubusanalysator sitzender Bertrandlinse; Fig. 1 mit tiefer Einstellung, Fig. 2 mit mittlerer Einstellung des Okularauszuges. Fig. 3 bei spaltförmig abgeblendeter, wie vorher sitzender Bertrandlinse.

astigmatische Differenz zu 10 mm etwa gefunden. Als Optik diente ein Objektiv No. 7 mit Kompensationsokular No. 6 von Winkel. Die Messung geschah am Achsenbilde des Kalkspates. Bei der unteren Einstellung des Okularauszuges treten nur die längs der einen Hauptisogyre liegende Teile der Isochromaten scharf hervor, wie dies auf Fig. 1 zu sehen ist. Bei der oberen Einstellung erscheinen dagegen nur die Isochromatenteile längs der andern Hauptisogyre scharf. Man hat also dann das Bild der Fig. 1 um 90°

in der Papierebene gedreht. Stellt man das Okular auf eine gleichmäßige mittlere Schärfe ein, so erhält man das stark verwaschene Interferenzbild von Fig. 2.

Der naheliegende Gedanke, zur Korrektion des Astigmatismus bei konoskopischem Strahlengange eine Fläche der Amici-Bertrandlinse zylindrisch zu schleifen, läßt sich nicht verwerten. Denn der Astigmatismus einer Zylinderlinse hat einen wesentlich andern Charakter wie der eines Polarisationsprismas [1].

Eine praktisch brauchbare Lösung besteht in der hinreichenden Verkleinerung der wirksamen Apertur der Amici-Bertrandlinse. Es werden dann nur Strahlen von geringer Neigung gegen die optische Achse des Mikroskopes zur Abbildung zugelassen, und der Astigmatismus bleibt infolgedessen unmerklich. Zur Verkleinerung der wirksamen Apertur der Bertrandlinse bieten sich zwei verschiedene Wege dar. Erstens kann man die freie Öffnung der Linse genügend stark verringern. Man hat dann in der Tat eine einzige Okulareinstellung, bei welcher ein vollkommen scharfes Interferenzbild vorhanden ist. Zweitens kann man die Bertrandlinse bei gleichbleibender freier Öffnung genügend weit von der hinteren Brennebene des Objektives entfernen. Bei den im Polarisationsmikroskop vorliegenden Verhältnissen kommt dies auf die Wahl einer Linse von kurzer Brennweite hinaus. Man erreicht dann nur eine schwache Vergrößerung des primären Interferenzbildes, und es können an diesem, trotz der guten Schärfe, feinere Einzelheiten, wie z. B. die Interferenzfarben der Isochromaten, überhaupt nicht wahrgenommen werden. Dieser Nachteil kann durch Beschreiten des ersten Weges vermieden werden. Denn bei hinreichender Verringerung der freien Öffnung läßt sich die Amici-Bertrandlinse bis dicht an den Analysator heran dem primären Interferenzbilde nähern. Durch die gleichzeitig notwendige Vergrößerung der Linsenbrennweite erzielt man dann die stärkste Vergrößerung des Interferenzbildes, welche praktisch möglich ist. Die zur Erzielung einer genügenden Bildschärfe erforderliche, ziemlich weitgehende Verkleinerung der Apertur der Bertrandlinse bringt aber eine erhebliche Verminderung der Lichtintensität im sekundären Interferenzbilde mit sich. Dieser Übelstand läßt sich durch die folgende Methode beheben.

Bei kleiner Apertur der im Konoskop zur Abbildung der Interferenzerscheinung benutzten Lichtstrahlen können die Bildelemente als praktisch punkt- oder besser scheibchenförmig angesehen werden. Man kann nun zu einer bedeutenden Steigerung der Helligkeit im sekundären Interferenzbilde gelangen, wenn man an Stelle der punktförmigen Elemente,

[1] S. Becker, Ann. Phys. (4) 47. 332—348. 1915.

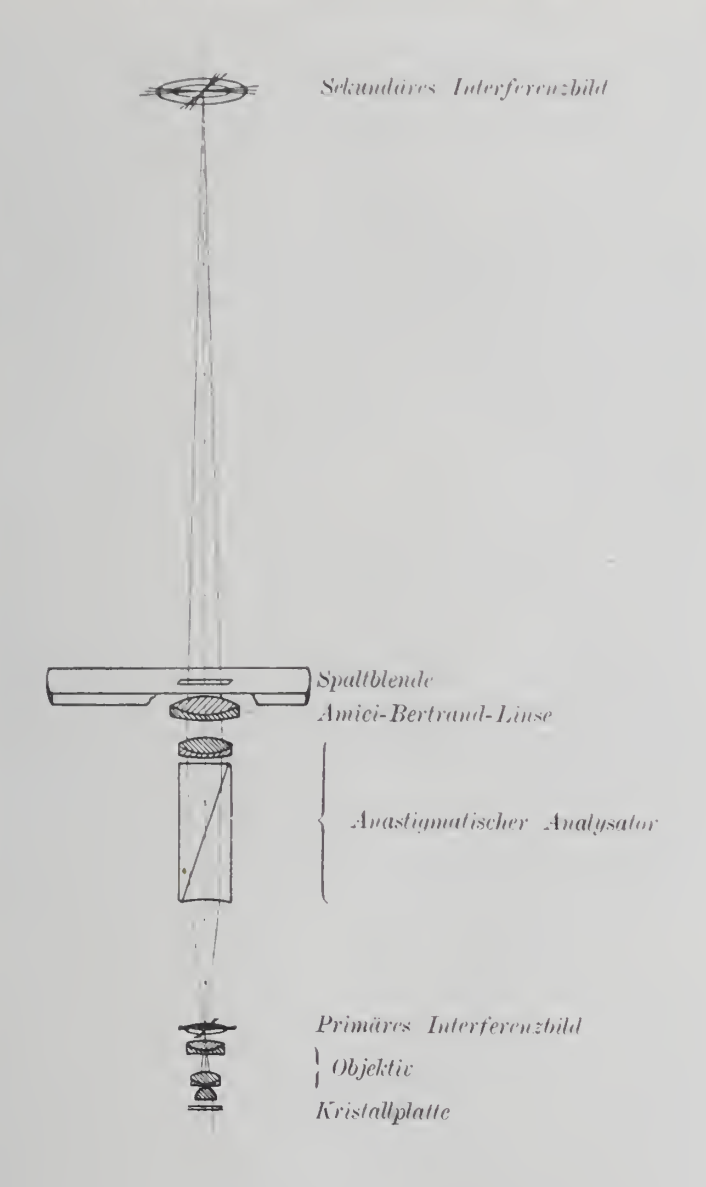


Fig. 4.

welche in einem astigmatischen Lichtbüschel in der Nähe der optischen Achse zur Verfügung stehen, die strichförmigen Elemente einer der beiden astigmatischen Bildebenen zur Abbildung benutzt. Da-

mit diese ein scharfes Bild liefern, müssen jeweils die den strichförmigen Bildelementen der andern astigmatischen Bildebene zugehörigen Lichtstrahlen bis auf die Paraxialstrahlen abgeblendet werden. Dies erreicht man auf höchst einfache Weise, indem man die Amici-Bertrandlinse nicht rund, sondern spaltförmig abblendet. Wie wir sehen werden, kann bei dieser Art der Abblendung der wirksame Teil der Linse einen bedeutend größeren Flächeninhalt haben wie bei jener Art. Die Spaltblende bekommt am besten länglich rechteckige Gestalt und muß mit der Längsrichtung entweder in die Polarisationsebene des Analysatorprismas oder senkrecht dazu eingestellt werden. Die Anordnung einer solchen Spaltblende in den konoskopischen Strahlengang eines Mikroskopobjektives No. 7 zeigt Fig. 4.

Um die Wirkung der Spaltblende zu erkennen, benutzen wir ein Präparat von in Canadabalsam eingebetteten, punktförmigen Kalkspatteilchen, wie es l. c. (p. 178) beschrieben worden ist. Die Kalkspatpünktchen betrachten wir bei ausgeschaltetem Objektiv unmittelbar mit dem beschriebenen Amicifernrohr (Brennweite der Bertrandlinse 50 mm, Kompensationsokular 6, Spaltblende 11 × 1,8 mm) durch den orthoskopisch-anastigmatischen Analysator (von 24 mm Länge) hindurch. Die Nicols seien gekreuzt. Um dabei möglichst genau den richtigen konoskopischen Strahlengang im Amicifernrohr zu erhalten, senken wir den ganzen Mikroskoptubus mit dem Triebe so weit, daß die Entfernung des auf dem Objekttisch liegenden Kalkspat-Präparates von dem freien unteren Tubusende dem Abstande der hinteren Brennebene des meist als konoskopischen Objektives benutzten Achromaten No. 7 von der gleichen Tubusstelle entspricht. Durch Verschieben des Okulares gegen die dicht über dem Analysator befindliche Bertrandlinse stellen wir nun, zunächst bei Orientierung des Spaltes parallel zur Polarisationsebene des Analysators, die Kalkspatteilchen scharf ein. Wir erhalten nur eine Scharfeinstellung, und bei dieser zeigen sich die punktförmigen Gebilde zu kurzen scharfen Strichen in Richtung senkrecht zum Spalt ausgezogen. Orientieren wir nun den Spalt senkrecht zur Polarisationsebene des Analysators, so muß das Okular gegen die Bertrandlinse um gut 10 mm gehoben werden, damit die Kalkspatteilchen wieder scharf erscheinen. Auch jetzt sehen wir wieder kurze scharfe, um 90° gegen die vorigen gedrehten Striche an Stelle der Punkte, und es gibt wiederum nur eine Scharfeinstellung. Die wahre Strichlänge ist bei beiden Spaltstellungen nur wenig verschieden und beträgt im Mittel unter den oben genannten Verhältnissen etwa 0,15 mm. Die scheinbare Strichlänge wurde bei dem stärksten benutzten Okular von 10 mm Brennweite zu rund 3 mm gefunden. Da die Intensität der Striche an den Enden nicht plötzlich, sondern allmählich abnimmt, ändert sich die Strichlänge (natürlich auch die

Breite) für das Auge etwas mit der Helligkeit der Lichtquelle, genau wie dies bei punktförmiger Abbildung mit der Größe der Beugungsscheibchen punktförmiger Objekte der Fall ist. Die gemessenen Werte ergaben sich bei Beleuchtung mit Nernstlicht unter Zwischenschaltung einer Mattscheibe. Sie sind nur als Näherungswerte anzusehen.

Die beiden angeführten Versuche zeigen, daß durch Einschalten der Spaltblende die astigmatischen Bildstrahlen, welche sich in den parallel zur Spaltrichtung liegenden Bildstrichen vereinigen, praktisch bis auf die Paraxialstrahlen abgeblendet werden, so daß zur Abbildung außer diesen nur die Strahlen zugelassen werden, welche den senkrecht zur Spaltrichtung liegenden Bildstrichen zugehören.

Betrachten wir nun durch unser mit Spaltblende versehenes Amicifernrohr das Achsenbild der zu den Abbildungen 1 und 2 benutzten Kalkspatplatte, so erhalten wir das Interferenzbild Fig. 3. Die Isochromaten erscheinen hierauf im Gegensatz zu Fig. 1 und 2 vollkommen ausreichend scharf. Da ferner der Flächeninhalt des Spaltes und damit der wirksame Linsenquerschnitt dem Flächeninhalt einer rund abgeblendeten Amici-Bertrandlinse von der üblichen freien Öffnung von 5 mm entspricht, so genügt auch die Helligkeit der Interferenzbilder.

Die elliptische Verzerrung dieser Bilder ist im Mittel nicht größer wie sie bisher bei den gebräuchlichen Tubusanalysatoren war. Bei einem 24 mm langen orthoskopisch-anastigmatischen Polarisationsprisma wurde als Verhältnis der großen Achse der Grenzlinie des Interferenzbildes zur kleinen Achse der Wert 1 : 0,942 gefunden, wenn der Spalt senkrecht zur Polarisationsebene des Analysators stand. Es ergab sich der nur wenig verschiedene Wert 1 : 0,945, wenn der Spalt der genannten Polarisationsebene parallel gerichtet war. Bei einem 24 mm langen astigmatischen Prisma nach Glan-Thompson wurde als Achsenverhältnis der Grenzkurve der Mittelwert aus den vorigen Zahlen erhalten.

Wird als Lichtquelle eine Nernstlampe benutzt, so kann die Wirkung der Spaltblende auch bei runder Begrenzung der Amici-Bertrandlinse mit Hilfe des Nernstfadens erzielt werden. Schaltet man nämlich zwischen Lampe und Mikroskopspiegel eine passende Beleuchtungslinse ein, so wird der Nernstfaden u. a. annähernd in der Ebene der Bertrandlinse abgebildet. Das Bild des Nernstfadens wirkt hier als spaltförmige Luke, so daß die außerhalb davon liegenden Teile der Linse unbenutzt bleiben. Wenn nun das Fadenbild parallel oder senkrecht zur Polarisationsebene des Analysators orientiert ist, so wird dadurch eine ähnliche Verbesserung der Schärfe im Interferenzbilde herbeigeführt wie durch die Spaltblende.

Ein ganz hervorragend scharfes, von Astigmatismus vollkommen freies und dabei sehr helles Interferenzbild erhält man bei runder Begrenzung der Amici-Bertrandlinse, wenn man den

anfangs erwähnten orthoskopisch-anastigmatischen Tubusanalysator umgekehrt[1] einschaltet, so daß die konkave Fläche nach oben kommt. Man kann dies leicht ausführen, wenn der Analysator in einer besonderen Hülse gefaßt ist, welche sich um 180° umsteckbar in den Analysatorschieber einsetzen läßt.

Für die gewöhnlichen mineralogisch-petrographischen Arbeiten ist die anastigmatische Korrektur des konoskopischen Strahlenganges durch die hier vorgeschlagenen quasianastigmatischen Amici-Bertrandlinsen[2] vollkommen ausreichend. Nur wo die Untersuchung der Interferenzbilder im Konoskop eine besondere Rolle spielt, wird man zu dem umkehrbaren anastigmatischen Tubusanalysator greifen.

Die angegebenen Neuerungen werden an den zukünftigen Polarisationsmikroskopen der Firma R. Winkel, Göttingen angebracht.

Göttingen, im Dezember 1919.

Miscellanea.

— Über das Schicksal der russischen Geologen erfahren wir einiges aus einem kurzen Bericht Prof. Sederholm's, welcher in „Svenska Dagbladet" veröffentlicht wurde. Prof. Sederholm erkundigte sich bei einem russischen Geologen nach dem Schicksale von etwa 70 diesem bekannten Fachgenossen. Der Bericht lautete:

Von der Gesamtzahl 70 sind 11 gestorben: unter ihnen in Petersburg: die bekannten Professoren Inostranzew, Fedorow, Karakasch, Derjschawin, Kasanski; in Moskau starb Prof. Sokolow. Prof. Armaschewski wurde in Kiew, Samiatin und Mitkjewitsch in Petersburg erschossen; Stopnjewitsch starb an den Blattern, Snertkow an Hungertyphus. Baron Rebinder verübte Selbstmord. Faas und Borisjak sind schwer krank. Der Akademiker Alexander Karpinski, der Nestor der russischen Geologen, haust mit seinen drei Töchtern, einem Schwiegersohn und seinen Enkeln in einer kalten Küche und leidet große Entbehrungen infolge des Mangels an Lebensmitteln, obwohl seine Schüler mit rührender Emsigkeit alles bringen, wessen sie nur habhaft werden können. Der Akademiker Vernadski und Prof. Andrussow retteten sich nach Südrußland, und es liegen über sie keinerlei Nachrichten vor. Ein kleiner Teil — einige zehn — floh über die Grenze (nach Finnland, Polen, Japan, Amerika), ebensoviele dürften sich in Sibirien aufhalten. 15 bis 20 sind wahrscheinlich in der Provinz, und nur einige zehn fristen in Petersburg ihr Leben.

Graz, im Nov. 1920. Prof. Mohr.

[1] Vgl. auch M. Berek, dies. Centralbl. 1919. p. 284.

[2] D.R.P. angem.

Besprechungen.

Mitteilungen der Preußischen Hauptstelle für den naturwissenschaftlichen Unterricht. Heft 3. Beiträge zum geologischen und mineralogischen Unterricht. 1. Stück. Mit Abhandlungen von FISCHER, HUCKE, SCHNEIDER, REIN, URBAHN, SCHULZ, BOTTGER. Gr. 8^0. 92 p. u. 6 Taf. Verlag von Quelle & Meyer, Leipzig. 1919. Preis 6 Mk.

Nachdem durch ministeriellen Erlaß im Jahre 1918 eine stärkere Berücksichtigung der Geologie für die Lehrpläne der höheren Schulen angeordnet worden ist, ist dafür Sorge zu tragen, daß in Verbindung damit auch Schülerausflüge stattfinden. Hierzu müssen aber die Lehrer selbst mit der Geologie im allgemeinen, mit der der weiteren Umgebung des Schulortes insbesondere, vertraut und in der Führung derartiger Ausflüge geübt sein. Dies zu erreichen, strebt die oben genannte Hauptstelle für den naturwissenschaftlichen Unterricht an, indem sie durch geeignete Kräfte mit Lehrern höherer Lehranstalten geologische Ausflüge in die Umgebung von Berlin unternehmen läßt. Solche geologische Schulausflüge, ihre Einrichtung, Verlauf und Erfolge werden hier von den Oberlehrern H. FISCHER, K. HUCKE, O. SCHNEIDER und R. REIN geschildert, und zwar vorzugsweise Halbtages- und Tagesausflüge, aber auch ein auf 5 Tage ausgedehnter Ausflug in das Bober-Katzbachgebirge. Die früher nie vorhandene Zeit ist durch die Verordnung, daß in jedem Monat ein Tagesausflug unternommen werden soll, wenigstens für solche gewonnen: es gilt jetzt, diesen Ausflügen auch einen Inhalt zu geben und dafür sind Bestrebungen wie die genannten allgemein sehr zu begrüßen. In Universitätsstädten könnten sich auch die Vertreter der Geologie und Mineralogie der Einführung der Lehrer in den geologischen Aufbau der weiteren Umgebung widmen (siehe dies. Centralbl. 1920. 364), denn vorläufig wissen die wenigsten Lehrer darin Bescheid; in Ferienkursen, die je auf etwa 14 Tage zu bemessen wären, müßten sie in dies Gebiet eingeführt werden.

Damit aber die Schüler in dem Unterricht und den Ausflügen mit den wichtigsten Erscheinungen bekannt gemacht werden können, müssen die Lehrpläne entsprechend eingerichtet werden. So behandelt hier Oberlehrer URBAHN die Verteilung des geologischen Lehrstoffes auf die einzelnen Unterrichtsfächer, und zwar für das Realgymnasium. Hier heißt es, und das mögen sich die Lehrer gesagt sein lassen: In der Beschränkung zeigt sich der Meister. Nicht darauf kommt es an, möglichst umfangreiche Gebiete den Schülern vorzutragen und sie mit Einzelheiten vollzupacken, als ihr Interesse zu erwecken; das aber ist die Kunst des Lehrers und kann nur von dem erreicht werden, der sein Gebiet beherrscht.

In dem letzten Teil behandeln die Oberlehrer SCHULZ und BÖTTGER die Fortbildung des Lehrers in der Mineralogie. Die Klagen der Verfasser, daß der Zustand des mineralogischen Unterrichts an den höheren Schulen Preußens zurzeit wenig erfreulich sei, daß das Interesse der Lehrerschaft für kein naturwissenschaftliches Unterrichtsfach so gering sei, wie für Mineralogie. wird jeder, der darüber einige Erfahrung hat. als berechtigt anerkennen. Der Grund hierfür mag z. T. darin liegen, wie die Mineralogie an Universitäten vorgetragen wird, vor allem aber darin. daß sie in dem Lehrplan der höheren Schulen zu stiefmütterlich behandelt wird. Dem, was die Verfasser zur Abhilfe der Mißstände vorschlagen, kann man nur beipflichten; zur Abstellung ist vor allem notwendig, daß die Mineralogie in den Lehrplänen nicht nur als kümmerliches Anhängsel an die Chemie untergebracht. sondern daß ihr größerer und selbständiger Raum im Unterricht gewährt werde. Sodann ist darauf Bedacht zu nehmen, daß das erforderliche Unterrichtsmaterial beschafft werde. Viel ist dies nicht, aber doch mehr als das meist vorhandene Nichts.

Ein jeder, der sich mit diesen Fragen beschäftigt, wird in diesen „Mitteilungen“ mancherlei Anregung finden. **R. Brauns.**

Paul Niggli: Lehrbuch der Mineralogie. Gr. 8°. 693 p. mit 560 Fig. im Text. Berlin. Gebr. Bornträger. 1920. Ladenpreis 96 Mk.

Dies Lehrbuch der Mineralogie vertritt in allen seinen Teilen den neuesten Standpunkt der Wissenschaft, wie von dem Verf. der „Geometrischen Kristallographie des Diskontinuums“ und der „Leichtflüchtigen Bestandteile im Magma“ nicht anders zu erwarten war. Ungefähr innerhalb eines Jahres sind diese drei großen Werke herausgekommen, Zeugen einer gewaltigen Arbeitskraft und vollen Beherrschung des Stoffes.

Bei der ungemeinen Fülle des Stoffes kann es sich bei einer Besprechung nur darum handeln, einige Grundzüge in der Anlage hervorzuheben; jeder Mineraloge, Petrograph, Lagerstättenforscher. Chemiker wird dem Buch immer wieder andere Seiten abgewinnen. keiner es aus der Hand legen, ohne reiche Belehrung und Anregung darin gefunden zu haben.

Aus der gewohnten Bahn eines Lehrbuchs weicht dieses stark ab, vor allem bringt es keine Beschreibung der Mineralien; der systematische Teil fehlt, dafür ist aber ausführlicher als in irgend einem Lehrbuch die „Allgemeine Lehre von der Entstehung und dem Zusammenvorkommen von Mineralien“ behandelt worden, nahezu 200 Seiten sind diesem Teil gewidmet. Da finden wir die in der Natur vorkommenden Mineralgesellschaften

nach ihrer genetischen Zusammengehörigkeit geordnet; die Minerallagerstätten und ihre Entstehung, die Pseudomorphosen und Metamorphosen aller Art werden ausführlich behandelt, und die je zu einer Gruppe gehörenden Mineralien in Tabellen zusammengestellt. Darin sind schon alle wichtigeren Mineralien enthalten, in einem Verzeichnis am Schluß werden sie alphabetisch zusammengestellt unter Beifügung ihrer chemischen Formel und Hinweis der Stellen, an denen sie im Text Platz gefunden haben. Durch zahlreiche Diagramme werden die Entstehungsbedingungen im einzelnen, durch Kärtchen das geologische Vorkommen erläutert, so daß, wenn auch die Physiographie der Mineralien fehlt, der Benutzer doch mit dem Vorkommen und den Bildungsverhältnissen der Mineralien ausgiebig bekannt gemacht wird. Mancher, der Mineralogie in der Vorlesung vorzutragen hat, wird schon empfunden haben, daß diese Art der Zusammenfassung des Stoffes doch mehr Anregung bietet für Lehrer wie Schüler, als die aufeinanderfolgende Besprechung der nach ihrer chemischen Verwandtschaft geordneten Mineralien.

Das bisher Gesagte bezieht sich auf den letzten Teil des Werkes. Es beginnt naturgemäß mit der „Allgemeinen Lehre von den Kristallen". Der Kristall wird in Rücksicht auf die diskontinuierliche Struktur der Materie betrachtet, die Deckoperationen und Symmetrieelemente. Translations- und Drehwinkelgrößen in homogenen Diskontinuen werden behandelt und hiernach die mit der Diskontinuumsbedingung verträglichen Kombinationsmöglichkeiten von Symmetrieelementen abgeleitet. Dies führt zur Untersuchung der 32 Symmetrieklassen, die nach zweckmäßiger Wahl der Koordinatenachsen in 6 bezw. 7 Kristallsystemen vereinigt werden. Nun folgt nicht eine Beschreibung oder Aufzählung der je in einem System vorkommenden einfachen Kristallformen und Kombinationen — auf diese Begriffe ist Ref. überhaupt nicht gestoßen —, sondern eine Aufzählung nach der Flächensymmetrie, Ein- bis Achtundvierzigflächner, wobei unter Achtflächnern z. B. Prisma, Pyramiden, Bipyramiden (rhombische, tetragonale, kubische), Trapezoeder und Skalenoeder zusammengefaßt werden. Diese Behandlungsweise wird für den Anfänger große Schwierigkeiten bieten, wie überhaupt der erste Teil an den Normalstudenten große Anforderungen stellt, denen die wenigsten gewachsen sein werden.

Die Behandlung der Kristallphysik schließt sich am meisten der üblich gewordenen Form an. Daß ein besonderer Abschnitt der Kristallstrukturbestimmung mit Hilfe der Röntgenstrahlen gewidmet ist, entspricht der steigenden Bedeutung, welche diese Untersuchungsmethode für die Erkennung des Feinbaues der Kristalle gewinnt.

In dem dritten Abschnitt, der Kristallchemie gewidmet, werden zunächst die Mineralien, nach ihrer chemischen Zusammensetzung geordnet, übersichtlich zusammengestellt, so daß dieser

Abschnitt den letzten Teil noch ergänzt; in der gleichen Weise geschieht dies in dem der Behandlung der Isomorphie, Morphotropie und Isotypie gewidmeten Kapitel, in dem die isomorphen und isodimorphen Gruppen in vielen Tabellen mit Angabe bestimmter morphologischer und physikalischer Eigenschaften, wie Achsenverhältnis, Spez. Gew., Spaltbarkeit, Mol.-Volumen u. a. zusammengestellt werden, während in den Tabellen der polymorphen Mineralien die Stabilitätsbeziehungen und Bildungsbedingungen berücksichtigt werden. Ein besonderer Abschnitt bringt Allgemeines über chemische Zusammensetzung, Molekularkonstitution und Kristallstruktur, worin namentlich die Molekularkonstitution der Silikate in ihrem Verhältnis zur Koordinationstheorie erörtert wird, der J. Jakob eine besondere Schrift gewidmet hat, über die im N. Jahrb. f. Min. etc. zu berichten sein wird.

Aus diesen wenigen Andeutungen wird man nur eine schwache Vorstellung von dem überquellenden reichen Inhalt des Werkes erhalten. Auf die Entwicklung unserer Wissenschaft wird es in ähnlicher Weise befruchtend wirken, wie seinerzeit die Physikalische Kristallographie von Groth. Wie diese seitdem Gemeingut der Wissenschaft geworden ist, so wird man dem Inhalte dieses Werkes das gleiche voraussagen dürfen. Die Studierenden müssen erst zu seiner Höhe herangezogen werden; dem, der sie gewonnen hat, bietet sie weite Ausblicke und ferne Ziele, zu deren Erreichung es weiterer gemeinsamen Arbeit bedarf. R. Brauns.

Berichtigung [1].

Berlin, 1. Dezember 1920.

Trotz der Ausführungen in der Abhandlung „Über einen Apparat zur Tränkung lockerer Gesteine mit Canadabalsam“ in der Nr. 17/18 p. 314—318 dieses Centralblattes halte ich nach wie vor meine Angaben in dies. Centralbl. 1919 p. 376 in vollem Umfange aufrecht. Der Kommentar, der zu jenen Ausführungen zu geben wäre, mag aus mancherlei Rücksichten ruhig ungedruckt bleiben. Die gleiche Zurückhaltung empfiehlt sich durch die Rücksicht auf Druck- und Papierkosten, die das ganz nebensächliche Einkochglas für Dünnschliffe wirklich nicht wert ist.

Schlossmacher.

[1] Die Erörterung dieses Gegenstandes im N. Jahrb. f. Min. etc. wird durch die folgende Erklärung abgeschlossen. Die Herausgeber

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Über die Farben von Mineralien und anorganischen Stoffen bei tiefen Temperaturen.

Von **M. Bamberger** und **R. Grengg**.

Die im folgenden mitgeteilten Versuche wurden im Frühjahr 1914 begonnen und nach sechsjähriger, durch den Krieg verursachten Unterbrechung fortgesetzt. Gearbeitet wurde durchgehend mit flüssiger Luft (bezw. flüssigem Sauerstoff).

Die Versuchsanordnung war eine sehr einfache. Die Proben kamen entweder in eine Pinzette geklemmt, auf Draht oder in gewöhnlichen Epronvetten (mit und ohne durchbohrten Boden) in die flüssige Luft. Sie verblieben im Dewar-Gefäß so lange, bis das Absieden der flüssigen Luft aufhörte, d. h. die Abkühlung auf -190^0 C erreicht war. Infolge der zumeist kleinen Proben geschah dies sehr bald; sie waren sonach höchstens wenige Minuten im Kältebad. Sofort nach dem Herausziehen aus der flüssigen Luft wurde die abgekühlte Substanz auf etwaigen Farbenumschlag, womöglich unter Vergleich mit dem gleichen, aber bei Zimmertemperatur ($+ 15^0$ C) verbliebenen Material geprüft. Die Feststellung der Verfärbung geschah ohne Spektroskop mit freiem Auge. Eine nähere Prüfung des optischen Verhaltens der gefrorenen Substanzen erfolgte nicht, ist aber für die Zukunft ins Auge gefaßt. In die Versuche wurden auch ungefärbte Stoffe einbezogen, da selbe bei tiefen Temperaturen Absorptionsunterschiede für verschiedene Teile des Spektrums oder Trübung zeigen können.

Das optische Verhalten von Mineralien, chemischen Präparaten bei tiefen Temperaturen wurde bisher nur wenig geprüft. Ohne auf Vollständigkeit Anspruch zu erheben, sei mitgeteilt, daß die ersten diesbezüglichen Versuche, und zwar auch unter Verwendung von flüssiger Luft durch F. Rinne[1] und noch etwas früher von

[1] Flüssige Luft als Erkaltungsmittel bei kristallographisch-optischen Untersuchungen. Dies. Centralbl. 1902. p. 11—13.

Panichi[1] im Jahre 1902 erfolgten. An einigen Mineralien wie Gips, Feldspat, Zeolithen usw. wurden die Veränderungen in Doppelbrechung, Lage und Größe des Winkels der optischen Achsen bereits damals festgestellt. Über Farbenänderungen findet sich keine Angabe.

Becquerel[2] untersuchte Zinnoberkristalle bei niederen Temperaturen, Gibson[3] die Wirkung der Temperatur auf das Adsorptionsspektrum eines synthetischen Rubin.

M. V. Goldschmidt[4] prüfte die Winkeländerungen der Kristalle bei tiefen Temperaturen, Lissauer[5] den Elastizitätsmodul des Turmalins unter derartigen Bedingungen. Mit Farbenänderungen der Minerale Pennin, Epidot, Turmalin bei starker Abkühlung beschäftigte sich Nagaoka[6]. Er kommt zum Ergebnis, daß die Absorption mit sinkender Temperatur abnimmt, quantitativ wurden die Unterschiede nicht festgestellt.

Johnsen[7] hat die Kohäsion von Kristallen bei der Temperatur der flüssigen Luft studiert.

Die von den Verfassern geprüften Substanzen sind in nachstehender Tabelle zusammengestellt. Rein organische Verbindungen sind in dieselbe nicht aufgenommen, weil die große Zahl der hier zugehörigen Farbstoffe einer gesonderten Behandlung unterzogen wurde. Kurze Hinweise über Verfärbungen derartiger Stoffe bei tiefen Temperaturen sind in organisch-chemischen Arbeiten zuweilen vorhanden. Eingehender beschäftigte sich damit Heiduschka[8]. Er prüfte Indigo- und Ferricyankalium-Lösungen, ferner Schweinfurtergrün und Jodblei. Die zitronengelben Kristalle des letzteren wurden fahlgelb.

Zwecks Raumersparnis wurden die Substanzen ohne Verfärbung bei — 190° C nach denen mit solcher aufgezählt, wobei die Übersichtlichkeit leider etwas litt. Beide Reihen sind nach der im Tschermak'schen Lehrbuch der Mineralogie eingehaltenen Aufeinanderfolge geordnet.

[1] Einfluß der Temperaturänderung und insbesondere starker Abkühlung auf das optische Verhalten einiger Minerale. Ausführl. Ref. Z. f. X. **40**. 1905. p. 86 90: vgl. auch dies. Centralbl 1902. p. 321—322.

[2] Über das Drehungsvermögen bei niederen Temperaturen und über die Beziehung zwischen Absorption des Lichtes und der Zirkularpolarisation der Zinnoberkristalle. Ref. Z. f. X. 50. p. 287.

[3] Phys. Revue. 8. 1916. p. 38—47.

[4] Z. f. X. **51**. 1912. p. 1—27.

[5] Ref. Z. f. X. **47**. p. 77.

[6] Veränderungen der Absorption in pleochroitischen Kristallen bei der Temperatur der flüssigen Luft. Proc. Math. Phys. Soc. Tokyo. 1916. 8. Ref. N. Jahrb. f. Min. etc. 1919. Heft 3.

[7] Ref. dies. Centralbl. 1918. p. 233.

[8] Über das Verhalten einiger Stoffe bei tiefen Temperaturen. Archiv d. Pharm. **244**. p. 569—571. — Ref. Chem. Centralbl. 1907. I. p. 572.

A) Verfärbung bei 190° C zeigten:

	Bezeichnung	Vorkommen	Farbe bei Zimmertemp.	Farbe bei 190° C	Anmerkung
1.	Schwefel Kristallbruchstücke	aus CS_2 auskristallis.	gelb	weiß email-artig — undurchsichtig	Bekannter Vorlesungsversuch
2.	Zinnober körnig	Spanien	rot	orangegelb	
3.	Zinnober pulverig	künstlich	rot	orangegelb	—
4.	Realgar Kristallbruchstücke	Kapnik	morgenrot	gelbbraun	
5.	Antimonblende (Sb_2S_2O) faserig-nadelig	Felsö Banya	rotviolett	hell kirschrot	—
6.	Rauchquarz Kristall	Tawetsch	hellbraun	hell rötlichbraun	—
7	Rauchquarz (Morion) Kristall	—	dunkelbraun	dunkelrötlich-braun	—
8.	Amethyst geschliffen	Botani Bay	violblau	etwas heller violblau	Verfärbung gering
9.	Amethyst Kristallbruchstücke	Brasilien	violblau	etwas heller violblau	Verfärbung gering
10.	Edelopal geschliffen	—	lebhaftes Farbenspiel	Farbenspiel etwas verdüstert	Änderung gering
11.	Wachsopal	—	rotbraun	graubraun	—
12.	Mennige (Pb_3O_4) pulverig	künstl.	morgenrot	gelb	—
13.	Pyrolusit faserig-strahlig	—	stahlgrau	etwas matter stahlgrau	Änderung gering
14.	Wolframsäure pulverig	künstl.	gelb	hellgelb	—

	Bezeichnung	Vorkommen	Farbe bei Zimmertemp.	Farbe bei — 190° C	Anmerkung
15.	Diopsid Kristall	Zillertal	hellgrün	intensiver hellgrün	Verfärbung gering
16.	Ultramaringrün pulverig	künstl.	grün	bläulichgrün	Verfärbung gering
17.	Goldrubinglas Splitter	künstl.	dunkelrot	etwas stumpfer dunkelrot	Verfärbung sehr gering
18.	Topas Kristall	Brasilien	honiggelb	hell-honiggelb	Verfärbung gering
19.	Garnierit feinkörnig	Neu-Caledonien	grün	etwas dunkler grün	Verfärbung gering
20.	Lepidolith körnig	—	pfirsichblüt-rot	etwas intensiver pfirsich blütrot	Verfärbung gering
21.	Ton erdig, milde	Baluk Hissar	grauviolett	etwas dunkler grauviolett	Verfärbung gering
22.	Miloschin erdig	Serbien	blaugrün	etwas dunkler blaugrün	Verfärbung gering
23.	Türkis geschliffen	Persien	blaugrün	etwas intensiverblaugrün	Verfärbung sehr gering
24.	Wiener Türkis dicht	künstl.	himmelblau	intensiver himmelblau	Verfärbung randl. stärker
25.	Baryt Kristall	Felsö Banya	bräunlichgelb	etwas heller bräunlichgelb	Verfärbung gering
26.	Polyhalit faserig-blätterig	Ischl	ziegelrot	orangegelb	—
27.	$(NH_4)_2SO_4 . Cr_2(SO_4)_3 + 24\,H_2O$ Ammonium-chromalaun Kristall	künstl.	dunkel-violett	hell-kirschrot	—

	Bezeichnung	Vorkommen	Farbe bei Zimmertemp.	Farbe bei — 190° C	Anmerkung
28.	Kern: $(NH_4)_2SO_4 \cdot MgSO_4 + 6H_2O$ Hülle: $MnSO_4 \cdot CoSO_4 + 6H_2O$ isomorph. Schichtkristall	künstl.	farblos rosa	weißlich trübe hellrosa trübe	Rissigwerden des Kristalls
29.	Kern: $(NH_4)_2SO_4CoSO_4 + 6H_2O$ Hülle: $(NH_4)_2CrO_4 \cdot MgCrO_4 + 6H_2O$ isomorph. Schichtkristall	künstl	orange zitronengelb	rosa trübe hellgelb trübe	Rissigwerden d. K.
30.	Kern: $NiSO_4(NH_4)_2SO_4 + 6H_2O$ Hülle: $ZnSO_4(NH_4)_2SO_4 + 6H_2O$ isomorph. Schichtkristall	künstl.	blaugrün farblos	bläulichweiß trübe weißlich trübe	Rissigwerden d. K.
31.	$FeSO_4 + 7H_2O$ Kristall	künstl.	hellgrün	grünlichweiß trübe	—
32.	$NiSO_4 + 7H_2O$ Kristall	künstl.	smaragdgrün	hellblau trübe	Rissigwerden d. K.
33.	Mg-Ni-Zn-Sulfat $+ 7H_2O$ Kristall	künstl	smaragdgrün	hellblau trübe	Rissigwerden d. K.
34.	$CoSO_4 + 7H_2O$ Kristall	künstl.	dunkelrot	hellgelbrot	—
35.	Rotbleierz Kristall	Beresowsk	hyazinthrot	graugelb	—
36.	Chromgelb ($PbCrO_4$) pulverig	künstl.	orangegelb	strohgelb	—
37.	K_2CrO_4 Kristallbruchstück	künstl.	gelb	sehr helles gelb	—
38.	$K_2Cr_2O_7$ Kristall	künstl.	orangerot	hellgelb	—

	Bezeichnung	Vorkommen	Farbe bei Zimmertemp.	Farbe bei — 190° C	Anmerkung
39.	$(NH_4)_2Cr_2O_7$ Kristall	künstl.	weinrot	hellgelb	Rissigwerden d. K.
40.	$MgCrO_4 + 7H_2O$ Kristallbruchstücke	künstl.	gelb	hellgelb	—
41.	Wulfenit ($PbMoO_4$) Kristall	Arizona	morgenrot	honiggelb	—
42.	Ammonkupferchlorid Kristall	künstl.	blau	hellblau trübe	Rissigwerden d. K.
43.	Ammoneisenchlorid Kristall	künstl.	orangerot	gelb	—
44.	SnJ_4 pulverig	künstl.	orangerot	zitronengelb	—
45.	$Cu(CH_3CO)_2 + H_2O$ pulverig	künstl.	blaugrün	blau	—
46.	$UO_2(CH_3CO)_2 + 2H_2O$ Kristallbruchstück	künstl.	zitronengelb	gelblichweiß trüb	Rissigwerden d. K.
47.	Schweinfurtergrün $Cu(CH_3CO_2)_2 + 3Cu As_2O_4$ pulverig	künstl.	hellgrün	hellblau grün	—
48.	Mitisgrün pulverig	künstl.	grün	bläulich grün	—
49.	Gelbes Blutlaugensalz ($K_4FeCy_6 + 3H_2O$) Kristall	künstl	gelb	hellgelb	Verfärbung gering
50.	Rotes Blutlaugensalz (K_3FeCy_6) Kristallbruchstücke	künstl	bräunlichrot	gelb	—

B. Keine Verfärbung bei — 190° C zeigten:

Gold (grün durchscheinend, Blattgold) — Rotnickelkies, derb (Schladming) — Pyrit, Kristallbruchstück — Markasit (Schemnitz, Ungarn) — Magnetkies, derb (Bodenmeis) — Kupferkies, derb — Zinkblende, Kristallbruchstück, gelb durchsichtig (Spanien) — Auripigment, körnig, blätterig (Allahar, Mazedonien) — CdS, pulverig (künstlich) — Korund, Geschiebe, gelb (Ceylon) — Saphir, geschliffen, hellblau (Ceylon) — Saphir, geschliffen, blaugrün (Australien) — Saphir, geschliffen, dunkelblau (Iserwiese) — Saphir, geschliffen, blau (künstlich) — Saphir, Tropfen, blau (künstlich) — Saphir, Tropfen, farblos (künstlich) — Korund, rosa (Ceylon) — Rubin, Körner, blutrot — Rubin, Tropfen, rot (künstlich) — Rubin, geschliffen, blutrot (künstl.) — Bergkristall, Kristall, farblos (Carrara) — Rosenquarz, derb, hellrosenrot — Rauchtopas, geschliffen, rötlichbraun (vielleicht gebrannt) — Heliotrop, geschliffen, grün, undurchsichtig — Carneol, geschliffen, gelbrot — Chalcedon, geschliffen, milchig-trübe — Hyalit, farblos (Waltsch) — Zirkon, Kristall, braun (Fredriksvaern) — Zirkon, geschliffen (grün) — PbO, Kristallblättchen, wachsgelb (künstlich) — Eisenocker, erdig, ockergelb (Semmering) — Hämatit, faserig, braunrot (Platten) — Fe_2O_3, pulverig, bräunlichrot (künstlich) — Cr_2O_3, pulverig, grün (künstlich) — Malachit, faserig-nierig, grün (Sibirien) — Azurit, Kristalle, lasurblau (Chessy) — Doppelspat[1], Spaltstück, farblos (Island) — Kalkspat, Spaltstück, gelblichbraun — Siderit, körnig, erbsengelb — Olivin, geschliffen, gelblichgrün — Bronzit, grobkörnig, gelbbraun, Bronzeschimmer — Rhodonit, geschliffen, rosenrot (bei Katharinenburg) — Krokidolit, geschliffen, braun, seidig schimmernd (Südafrika) — Lasurstein, geschliffen, lasurblau — Ultramarinblau, pulverig, blau (künstlich) — Obsidian, Splitter, rauchbraun, durchsichtig (Lipari) — Perlit, kugelig, aschgrau (Euganeen) — Kobaltglas, blau (künstlich) — Glas, smaragdgrün (wahrscheinlich Chromfärbung) (künstlich) — Glas, Türkisimitation, blaugrün (künstlich) — Disthen, Kristall, himmelblau — Topas, Geschiebe, farblos (Brasilien) — Turmalin[1], Kristall, rosa — Turmalin[1], Kristall, Kern rot, Hülle grün (Nordamerika) — Turmalin, kurze Säule, braun (Dobrowa) — Turmalin[1], Kristall, hellgrün — Almadin, Geschiebe, blutrot

[1] Doppelspat und Aragonitzwilling erhielten einzelne, die Bernsteine viele Risse, letztere unter lebhaftem Knistern und teilweisem Zerspringen. Turmaline wurden, soferne sie langsäulenförmig ausgebildet waren, kräftig pyroelektrisch. Talk und Asbest waren im gefrorenen Zustande ziemlich spröde, was sich bei ersterem auch in etwas erhöhter Durchsichtigkeit ausprägte.

(Ostindien) — Pyrop, Körner, blutrot, Böhmen — Kaneelstein, Druse, gelbbraun (Piemont) — Beryll, geschliffen, farblos — Smaragd, geschliffen, grün (wahrscheinlich Ural) — Epidot, Kristall, dunkelgrün — Vesuvian, Kristall, grün (Piemont) — Chrysokoll, amorph, spangrün — Talk[1], blätterig, gelblichweiß (Gastein) — Talk[1], stengelig-blätterig, hellgrün (Tirol) — Serpentin, dicht, schwefelgelb — Asbest[1], langfaserig, grauweiß (Monti-Piemont) — Chlorit, blätterig, körnig, dunkelgrün — Klinochlor, Spaltstück, dunkelgrün (West-Chester, Pennsylvanien) — Biotit, Spaltblättchen, braun (Rußland) — Grünerde, erdig, grün (Kleinasien) — Thenards-Blau, pulverig, blau (künstlich) — Titanit, Kristallbruchstück, gelbgrün (Zillertal) — Apatit, Kristallbruchstück, braungrün, durchscheinend (Ural) — Pyromorphit, traubig, faserig, olivengrün — Vivianit, Spaltstück, schwarzblau (Colorado) — Lazulith, Kristalle, indigoblau (Nordamerika) — Türkis, blau (Mexiko) — Kupferammonitrat, Kristall, schwarzblau (künstlich) — Cölestin, Spaltstück, weiß durchscheinend (Kairo) — Gips, Spaltstück, farblos — $CuSO_4 + 5H_2O$, Kristall, blau (künstlich) — $K_2SO_4 . UO_2SO_4 + 2H_2O$, kristallinisch, zitronengelb (künstlich) — $KCrO_3Cl$, Kristall, gelblichbraun (künstlich) — $ZnCrO_4$, pulverig, gelb (künstlich) — Steinsalz, Spaltstück, dunkelblau — Flußspat, Kristall, gelb (Sachsen?) — Flußspat, Kristall, grün (Cumberland) — Flußspat, derb, schwarzviolett, undurchsichtig (Wölsendorf) — Bernstein[1], honiggelb (Ostsee) — Bernstein[1], geschliffen, honiggelb.

Bei einzelnen der unter A aufgezählten Substanzen wird die Farbenänderung durch das Kompakterwerden infolge starker Temperaturerniedrigung zu erklären sein (z. B. Pyrolusit, Ton, Miloschin ...). Im allgemeinen neigen Substanzen mit geringer Härte mehr zur Verfärbung bei starker Abkühlung als die harten.

Bei gewissen Salzen mit Kristallwasser bewirkt Ausfrieren des letzteren zumindest eine starke Trübung (z. B. Eisenvitriol) und damit zusammenhängend bei gefärbten Substanzen ein Lichterwerden der ursprünglichen Farbe. Es kann damit aber auch ein ausgesprochener Farbenumschlag verbunden sein (z. B. Nickelvitriol)[2]. Bei dilut gefärbten Stoffen (z. B. Rauchtopas) könnte die Ursache der Verfärbung sowohl in Änderungen der Größenordnung und Entfernung der Pigmentteilchen infolge von Kältekontraktion als auch in molekularen Umlagerungen gesucht werden. Die Farbenumschläge bei Körpern mit Eigenfarbe, welche kein Kristallwasser enthalten (z. B. Zinnober, Schwefel, Mennige usw.), deuten

[1] Siehe Anmerkung auf p. 71.

[2] $NiSO_4 + 7H_2O$ kristallisiert rhombisch — $NiSO_4 + 6H_2O$ monoklin (grün) und tetragonal (blau).

auf Änderungen des Feinbaues hin. Außer mechanischer Auflockerung des Gefüges (Risse, Sprünge), die besonders bei den kristallwasserhaltigen Substanzen sich häufig einstellten, blieben nirgends dauernde, auf „Erfrieren" hinweisende Merkmale vom Kältebad zurück. Wie erwähnt, bekamen längliche Turmalinsäulen nach dem Einbringen in flüssige Luft an den Enden filzige Kappen von Kohlensäureschnee. Turmaline vermögen so Fremdkörper wie Kohlensäure und mechanische Verunreinigungen aus der flüssigen Luft anzuziehen. Durch Einbringen von Schwefelblumen, Mennigepulver, Holzkohlenpulver konnte dies noch deutlicher gemacht werden.

Bemerkenswert ist das verschiedene Verhalten von kristallwasserhaltigen Substanzen. Während z. B. Gips ($CaSO_4 + 2H_2O$) und Kupfersulfat ($CuSO_4 + 5H_2O$) keine für das unbewaffnete Auge wahrnehmbaren Veränderungen in Farbe und Aussehen zeigen, ändern z. B. Chromalaun und andere auffällig die Farbe, aber ohne merkbare Störung des Kristallbaues. Auf die Gruppe von Salzen mit augenscheinlich innerem Ausfrieren des Kristallwassers wurde bereits hingewiesen.

Leider standen keine geeigneten Zeolithe zur Verfügung. Die untersuchten (Natrolith, Analcim, Apophyllit) ließen infolge geringer Durchsichtigkeit keinen sicheren Befund angeben. Panisch berichtet zwar in der eingangs erwähnten Arbeit über das Verhalten einiger Zeolithe in flüssiger Luft. Er gibt bei Heulandit als bleibende Veränderungen an, daß er zahlreiche Risse und größere Brechbarkeit zeigt, doch kann dies statt auf Einfrieren ebenso auf die mit demselben Material durchgeführten Versuche bei $+ 150^0$ C zurückgeführt werden. Die jetzigen Anschauungen über die Rolle des Wassers in den Zeolithen gründen sich hauptsächlich auf die von Rinne[1] bei höheren Temperaturen angestellten Versuche.

Sowohl Substanzen mit Eigenfarben als auch dilut gefärbte zeigten bei unseren Versuchen Umfärbungen bei tiefen Temperaturen. Veränderung der Farben durch Erhitzen wurden als diagnostisches Auskunftsmittel sowie zur Feststellung der Ursache diluter Färbungen bereits herangezogen. Man vgl. z. B. Doelter[2], „Die Farben der Mineralien". Durch Einbeziehung der tiefen Temperaturen in den Untersuchungskreis wird das für reversible Veränderungen bestehende Temperaturintervall wesentlich nach abwärts verlängert.

Es wird sich empfehlen, bei weiteren Versuchen über Verfärbungen bei tiefen Temperaturen die Umschlagpunkte, wo merk-

[1] Kristallographisch-chemischer Ab- und Umbau, insbesondere von Zeolithen. Fortschr. d. Min., Krist., Dr. G. Linck. III. Jena 1913. p. 159 ff.

[2] Braunschweig 1915. p. 37 ff.

bare Änderungen bereits eintreten, genauer festzulegen, z. B. unter Verwendung verschiedener Kältemischungen.

Durch längeres Halten am Umschlagspunkt oder bei möglichst tiefer Temperatur wird ferner zu prüfen sein, ob nicht bei einzelnen Proben Farbenänderungen (durch Erfrieren) eintreten, die nach Wiedereinstellung der normalen Zimmertemperatur weiter bestehen bleiben.

Dem Herrn Direktor Dr. Köchlin und Herrn Dr. H. Michel vom Naturhistorischen Staatsmuseum sind die Verfasser für die Überlassung von Untersuchungsmaterial zu Dank verpflichtet.

Wien, Juni 1920.

Lehrkanzel für anorganische Chemie, Techn. Hochschule

Nachtrag.

ad A. Verfärbung bei —190° C zeigten:

Bezeichnung	Vorkommen	Farbe bei Zimmertemp.	Farbe bei —190° C	Anmerkung
Dunkles Rotgiltigerz Druse	—	dunkel bleigrau, auf frischem Bruch dunkel kermesinrot	kermesinrot, ähnlich einem lichten Rotgiltigerz bei Zimmertemp.	Strich verändert sich von kirschrot in morgenrot
Lichtes Rotgiltigerz Kristallbruchstück	—	cochenillerot	morgenrot	—
$Na_2S_2O_3 + 5H_2O$ Grobkristallin	künstlich	farblos, z. T. weißlich trübe	weiß, undurchsichtig	Rissigwerden d. Kristallkörner
Steinsalz Spaltstück, ungef. 14 Tage mit 600 mg Ra (Elem.) bestrahlt (β u. γ Str.)	Wieliczka	gelbbraun	hellgrünlichgelb	Bildung vereinzelter Spaltrisse

ad B. Keine Verfärbung bei —190° C zeigten:

Kalialaun, Kristallbruchstück, farblos (künstlich) — Kaliumpermanganat, nadelige Kristalle, schwarzviolett (künstlich).

Bei dunkel gefärbten, schwer bis undurchsichtigen Stoffen (z. B. Kaliumpermanganat) empfiehlt es sich, die Prüfung auf Verfärbung auch am Pulver unter Zuhilfenahme der Strichtafel vorzunehmen.

Über die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der seismischen Oberflächenwellen längs kontinentaler und ozeanischer Wege.

Von **E. Tams** in Hamburg.

(Schluß.)

III.

Ich habe nun aber noch anderes Material verarbeitet und zunächst alle Beben der Jahre 1905 bis 1912 herangezogen, welche von der Umrandung des Pazifischen Ozeans ausgingen und eine hinlänglich befriedigende Bestimmung ihrer Epizentren und Stoßzeiten zuließen, und für diese dann die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Oberflächenwellen am Boden des Pazifischen Ozeans berechnet. Es kommen dabei die Beobachtungen über die Eintrittszeiten der „langen Wellen" an den Stationen Apia, Batavia, Berkeley (Kalifornien), Christchurch (Neu-Seeland), Honolulu, Kobe, Manila, Osaka, Sitka (Alaska), Tacubaya (bei Mexiko), Taihoku (Formosa), Tokio, Tsingtau, Victoria B. C., Wellington (Neu-Seeland) und Zikawei (bei Schanghai) in Betracht. Die Bestimmung der Epizentren wurde, wenn nicht etwa brauchbare makroseismische Nachrichten vorlagen, nach Prüfung aller hierfür geeigneten mikroseismischen Daten auf Grund der neuen Geiger-Gutenberg'schen Laufzeiten nach der stereographischen Methode ausgeführt. Auch bei den Epizentren von vier Beben aus den Jahren 1905 bis 1907 schien mir gegenüber der in den mikroseismischen Katalogen der internationalen seismologischen Assoziation angegebenen Lokalisierung eine neue Ermittlung mit Hilfe der soeben erwähnten Laufzeiten angebracht. Die Ableitung der Stoßzeiten in den Epizentren stützt sich ebenfalls, wie schon oben, auf die neuen Laufzeiten der ersten Vorläufer. Es soll aber hiermit nicht gesagt sein, daß nunmehr in jedem einzelnen Fall genau das richtige Epizentrum und die richtige Stoßzeit getroffen worden sind, doch dürfte immerhin in allen Fällen wenigstens eine gute Annäherung an die wirklichen Verhältnisse erreicht worden sein. Unter Mitberücksichtigung des kolumbianischen und kalifornischen Bebens von 1906 sowie der beiden Philippinenbeben und der beiden Beben in Honduras und Nikaragua von 1907 erwiesen sich mir so insgesamt 38 Beben als geeignet, so daß man auch annehmen kann, daß sich noch vorhandene Fehler in der Lage des Epizentrums und der Festsetzung der Stoßzeit im Gesamtresultat mehr oder weniger ausgeglichen haben werden.

Diese Beben sind in der Tabelle 3 zusammengestellt. Diejenigen Angaben über Epizentrum und Stoßzeit, welche nicht selbst

abgeleitet wurden, sondern den angegebenen Quellen entstammen, sind mit einem Stern versehen. In der mit V überschriebenen Kolumne steht der für jedes Beben gefundene Mittelwert dieser Größe, in Klammern daneben die Zahl der Stationen, deren Beobachtungen benutzt werden konnten und deren Namen sich in der letzten Kolumne befinden. Alle für die Einzelwerte von V den Katalogen entnommenen Ankunftszeiten der Oberflächenwellen wurden, soweit möglich, mit den Originalberichten der Stationen verglichen. und diese waren maßgebend, wo sich Abweichungen zeigten. Auch sind alle Epizentralentfernungen, sofern sie nicht überhaupt erst zu berechnen waren, an Hand der bekannten sphärisch-trigonometrischen Formel nachgeprüft worden. Da ferner die Lage des Epizentrum und Station verbindenden Bogens des größten Kreises, d. i. des Weges der Oberflächenwellen, in bezug auf ozeanisches oder kontinentales oder Schelf-Gebiet einer zweidimensionalen Karte oft nur unvollkommen entnommen werden kann, so wurde in allen zweifelhaften Fällen der Globus zu Rate gezogen. Stets wurden diejenigen Fälle ausgeschieden, bei denen der Weg nicht ganz überwiegend ozeanisch war.

Faßt man nun die 38, auf 95 Einzelbeobachtungen fußenden V-Werte der Tabelle 3 unter Berücksichtigung ihrer Gewichte, welche hier angenähert der Anzahl der ihnen zugrunde liegenden Einzelwerte gleichgesetzt werden können, zusammen, so ergibt sich die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der seismischen Oberflächenwellen am Boden des Pazifischen Ozeans zu:

$$V = 3{,}897 \; [\mathrm{km\ sec^{-1}}] \pm 0.028 \text{ m. F.}$$

In ganz analoger Weise sind die Daten der Tabelle 4, welche sich mit der Fortpflanzungsgeschwindigkeit durch Eurasien und Amerika befaßt, gewonnen und zusammengestellt worden. Es handelt sich hier um insgesamt 20 Beben, für welche, soweit die Ausbreitung der Wellen durch Eurasien bezw. Amerika in Betracht kam, die Beobachtungen der Stationen Göttingen, Hamburg, Jena und Potsdam bezw. Albany (New York), Baltimore, Cheltenham (Maryland), Ottawa, Tacubaya (bei Mexiko), Toronto und Washington benutzt worden sind.

Diese 20, auf 61 Einzelbeobachtungen beruhenden V-Werte liefern als Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Oberflächenwellen durch Eurasien und Amerika:

$$V = 3{,}787 \; [\mathrm{km\ sec^{-1}}].$$

Ferner erhält man aus den von W. Pechau für noch 25 andere innerasiatische, ostasiatische und australasiatische Beben nach 51 Einzelbeobachtungen ebenfalls an den Stationen Göttingen, Hamburg, Jena und Potsdam berechneten Geschwindigkeitswerten nicht wesentlich höher:

$$V = 3{,}818 \; [\mathrm{km\ sec^{-1}}].$$

Tabelle 3.

Geschwindigkeit der seismischen Oberflächenwellen am Boden des Pazifischen Ozeans.

Lfd. Nr.	Datum	Epizentrum Breite Länge (Gr.)	Stoßzeit M Gr Z.	V [km sec⁻¹]	Stationen
	1905		h m s		
1	14. II	50° N, 180° (Aleuten)	8 16 12	4,09 (3)	Apia, Batavia, Manila
2	22. III.	*50° N, 180° (Aleuten)	3 38 24	3,81 (4)	Apia, Batavia, Christchurch, Honolulu
3	2. VI.	*34° 14′ N, 132° 33′ E (Japan)	5 39 18	3,96 (2)	Apia, Honolulu
4	6. VII.	37,5° N, 143° E (Japan-Graben)	16 20 39	4,07 (1)	Apia
5	10. XII.	53.5° N, 161° W (bei Alaska)	12 34 59	4,01 (2)	Apia, Batavia
	1906				
6	21. I.	*29° 21′ N, 139° 14′ E (b. den Bonin-Inseln)	13 48 53	4,13 (2)	Apia, Honolulu
7	31. I.	*0° 50′ N, 81° 32′ W (Kolumbien)	*15 35 51	3,76 (2)	Batavia, Zikawei
8	18. IV.	*38° 03′ N, 122° 48′ W (Kalifornien)	*13 12 28	3,85 (9)	Batavia, Christchurch, Kobe, Manila, Osaka, Taihoku, Tokio, Wellington, Zikawei
9	17. VIII.	*50° N, 180° (Aleuten)	0 10 23	3,58 (4)	Batavia, Honolulu, Manila, Victoria B. C.
	1907				
10	2. I.	*21° 08′ S, 175° 08′ W (Tonga-Inseln)	11 55 34	3,83 (3)	Osaka, Sitka, Tacubaya
11	15. IV.	*16° 40′ N, 99° 26′ W (Mexiko)	6 07 45	3,98 (2)	Apia, Zikawei
12	18. IV.	*13° 38′ N, 122° 52′ E (Philippinen)	20 59 52	3,39 (1)	Christchurch

Tabelle 3 (Fortsetzung).

Lfd. Nr.	Datum	Epizentrum Breite Länge (Gr.)	Stoßzeit M.Gr.Z.	V [km sec⁻¹]	Stationen
	1907		h m s		
13	18. IV.	*13° 38′ N, 122° 52′ E (Philippinen)	23 52 32	3,73 (2)	Apia, Christchurch
14	4. V.	*27° 07′ N, 142° 14′ E (b. den Bonin-Inseln)	8 36 14	3,95 (1)	Apia
15	1. VII.	*13° 16′ N, 87° 39′ W (Honduras)	13 08 50	3,83 (1)	Batavia
16	20. VII.	*7° 06′ N, 125° 36′ E (Philippinen)	13 38 16	3,96 (3)	Apia, Honolulu, Tacubaya
17	5. VIII.	*24° 20′ S, 70° 29′ W (Chile)	6 38 43	3,75 (2)	Apia, Honolulu
18	2. IX.	*50° N, 170° E (Alëuten)	16 01 14	4,01 (2)	Batavia, Manila
19	30. XII.	*12° 08′ N, 86° 15′ W (Nikaragua)	5 26 43	4,11 (2)	Apia, Honolulu
	1908				
20	5. III.	8,0° N, 125,5° E (Philippinen)	2 17 43	4,02 (2)	Apia, Honolulu
21	26. III.	17,6 N, 99,2° W (Mexiko)	23 03 21	4,06 (3)	Apia, Honolulu, Manila
22	15. V.	57,4° N, 145,0° W (Golf von Alaska)	8 31 06	3,85 (1)	Apia
23	6. XI.	51,4° N, 173,2° E (Alëuten)	13 44 22	4,11 (3)	Apia, Honolulu, Osaka
	1909				
24	30. VII.	16,9° N, 99,9° W (Mexiko)	10 52 05	4,03 (3)	Apia, Honolulu, Zikawei
25	8. IX.	50,5° N, 168° W (Alëuten)	16 49 13	3,84 (2)	Apia, Honolulu
	1910				
26	31. V.	16,4° N, 98,3° W (Mexiko)	4 55 18	3,74 (4)	Apia, Batavia, Honolulu, Tsingtau

Tabelle 3 (Fortsetzung).

Lfd Nr.	Datum	Epizentrum Breite	Länge (Gr)	Stoßzeit M. Gr. Z.	V (km sec⁻¹)	Stationen
	1911			h m s		
27	17. VI.	23,5° N,	123° E (bei Formosa)	5 10 33	3,66 (2)	Apia, Honolulu
28	12. VII.	8,0° N,	127,5° E (bei den Philippinen)	4 07 13	3,92 (4)	Apia, Berkeley, Honolulu, Sitka
29	13. X.	47,0° N,	158,0° E (bei Kamtschatka)	2 32 59	3,59 (3)	Apia, Berkeley, Honolulu
	1912					
30	4. I.	50,1° N,	177,1° W (Aleuten)	15 46 32	4,06 (3)	Apia, Honolulu, Manila
31	10. VI.	55° N,	155,5° W (bei Alaska)	16 05 43	3,89 (3)	Apia, Berkeley, Honolulu
32	7. VII.	61° N,	151,5° W (Alaska)	7 57 12	4,05 (1)	Honolulu
33	8. VII.	62,5° N,	148,5° W (Alaska)	21 53 32	4,26 (1)	Honolulu
34	17. VIII.	5,6° N,	129,0° E (bei den Philippinen)	19 11 50	3,62 (2)	Honolulu, Osaka
35	29. IX.	8° N,	135,5° E (b. d. Palau Inseln)	20 51 21	4,02 (4)	Apia, Honolulu, Osaka, Zikawei
36	7. XI.	57,5° N,	153,5° W (Alaska)	7 39 58	3,77 (2)	Apia, Berkeley
37	26. X.	14° N,	143,5° E (bei den Marianen)	9 00 29	4,05 (3)	Apia, Honolulu, Zikawei
38	5. XII.	56,8° N,	154,5° W (Alaska)	12 27 02	4,16 (1)	Honolulu

Tabelle 4.
Geschwindigkeit der seismischen Oberflächenwellen durch Eurasien und Amerika.

Lfd. Nr.	Datum	Epizentrum Breite Länge (Gr.)	Stoßzeit M. Gr. Z.	V [km sec⁻¹]	Stationen
	1905		h m s		
1	2. VI.	*34° 14′ N, 132° 33′ E (Japan)	5 39 18	3,60 (4)	Göttingen, Hamburg Jena. Potsdam
2	6. VII.	37,5° N, 143° E (Japan-Graben)	16 20 39	3,66 (3)	Göttingen. Jena. Potsdam
	1906				
3	18. IV.	*38° 03′ N, 122° 48′ W (Kalifornien)	*13 12 28	3,77 (5)	Albany, Cheltenham. Tacubaya. Toronto. Washington
4	23. XII.	54° N. 147° W (Golf von Alaska)	17 20 43	3,47 (3)	Baltimore. Cheltenham. Washington
	1907				
5	18. IV.	*13° 38′ N. 122° 52′ E (Philippinen)	20 59 52	3,97 (4)	Göttingen, Hamburg. Jena, Potsdam
6	18. IV.	*13° 38′ N, 122° 52′ E (Philippinen)	23 52 32	3,98 (4)	Göttingen. Hamburg. Jena, Potsdam
7	4. V.	*27° 07′ N, 142° 14′ E (bei den Bonin-Inseln)	8 36 14	3,49 (3)	Göttingen. Hamburg. Jena
8	20. VII.	*7° 06′ N, 125° 36′ E (Philippinen)	13 38 16	4,00 (4)	Göttingen, Hamburg. Jena. Potsdam
9	21. X.	*38° 20′ N, 67° 45′ E (Buchara)	4 23 25	3,87 (3)	Göttingen, Hamburg. Jena
10	27. X.	*38° 20′ N, 67° 45′ E (Buchara)	5 15 57	3,85 (4)	Göttingen, Hamburg. Jena. Potsdam

Tabelle 4 (Fortsetzung).

Lfd. Nr.	Datum	Epizentrum Breite	Länge (Gr.)	Stoßzeit M. Gr. Z.	V [km sec⁻¹]	Stationen
	1908			h m s		
11	5. III.	8,0° N. (Philippinen)	125,5° E	2 17 43	3,92 (3)	Göttingen, Hamburg, Potsdam
12	15. V.	57,4° N, (Golf von Alaska	145,0° W	8 31 06	3,76 (3)	Cheltenham, Ottawa, Toronto
	1911					
13	17. VI.	23,5° N, (bei Formosa)	123° E	5 10 33	3,62 (4)	Göttingen, Hamburg, Jena, Potsdam
14	22. IX.	61,4° N, (Alaska)	147,6° W	5 01 09	3,51 (2)	Cheltenham, Ottawa
15	13. X.	47,0 N. (bei Kamtschatka	158,0° E	2 32 59	3,98 (3)	Göttingen, Jena, Potsdam
	1912					
16	10. VI.	55° N, (bei Alaska)	155,5° W	16 05 43	3,74 (3)	Cheltenham, Ottawa, Toronto
17	7. VII.	61° N, (Alaska)	151,5° W	7 57 12	4,07 (2)	Cheltenham, Toronto
18	8. VII.	62,5° N, (Alaska)	148,5° W	21 53 32	3,62 (2)	Cheltenham, Toronto
19	7. XI.	57,5° N, (Alaska)	153,5° W	7 39 58	4,06 (1)	Ottawa
20	5. XII.	56,8° N, (Alaska)	154,5° W	12 27 02	3,92 (1)	Ottawa

Es sind dies die Beben, welche in seiner oben zitierten Arbeit[1] die in der folgenden Liste angeführten Nummern tragen und zu denen unter Ausschaltung von Einzelwerten $< 3{,}3$ und $> 4{,}3$ [km sec^{-1}] die daneben gesetzten Geschwindigkeiten gehören (in Klammern sind wieder die Anzahl der zugrunde liegenden Einzelbeobachtungen hinzugefügt):

Nr. 1: 3,88 (3)	Nr. 23: 3,63 (1)	Nr. 58: 3,89 (3)
„ 5: 3,76 (2)	„ 43: 3,71 (2)	„ 60: 3,67 (2)
„ 8: 3,76 (1)	„ 46: 3,99 (2)	„ 61: 4,07 (2)
„ 9: 3,75 (3)	„ 51: 4,01 (1)	„ 64: 3,59 (2)
„ 10: 4,03 (2)	„ 53: 3,65 (4)	„ 67: 3,73 (1)
„ 16: 3,58 (2)	„ 54: 4,14 (3)	„ 69: 4,27 (1)
„ 18: 3,83 (1)	„ 55: 4,17 (1)	„ 76: 3,92 (3)
„ 19: 3,50 (2)	„ 56: 3,61 (4)	„ 79: 3,61 (1)
		„ 88: 4,06 (2)

Diese Daten stützen sich auf das neuere, zuverlässigere Beobachtungsmaterial der Jahre 1905 bis 1910 und können daher als homogen mit denen der Tabelle 4 angesehen und mit diesen nach demselben Gesichtspunkt zu einem Mittelwert vereinigt werden, der bei der Zusammenfassung der Geschwindigkeitswerte der Tabelle 3 maßgebend war. Damit ergibt sich dann aus 45 auf 112 Einzelbeobachtungen beruhenden V-Werten die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der seismischen Oberflächenwellen durch *Eurasien* und *Amerika* zu:

$$\mathbf{V = 3{,}801\ [km\ sec^{-1}] \pm 0{,}029\ m.\ F.}$$

IV.

Auch jetzt zeigt sich also, daß den einleitenden theoretischen Erwägungen gemäß die Geschwindigkeit auf ozeanischen Wegen größer ist als auf kontinentalen, und zwar wieder um rund 0,1 [km sec^{-1}], und auch die für diese beiden Geschwindigkeiten gewonnenen Beträge selbst weichen nicht erheblich von den beiden im zweiten Teil dieser Arbeit erhaltenen Mittelwerten ab. *Angesichts der nicht bedeutenden mittleren Fehler, zu denen die Untersuchung in diesem dritten Teil führte, wird man daher das Vorhandensein eines Unterschiedes als reell anerkennen dürfen*, wenn sich auch seine Größe und seine absolute Lage bei den mancherlei Unsicherheiten und Vereinfachungen, mit denen die Berechnungen durchgeführt werden mußten, mit fortschreitender Forschung noch zweifellos etwas ändern mag. Die mittleren Fehler würden sich natürlich größer herausgestellt haben, wenn nicht schon die verschiedenen Geschwindigkeiten nach den Beobachtungen jeder einzelnen Station für jedes Beben zu

[1] l. c. Abschnitt IV und VII

Mittelwerten vereinigt worden wären, doch rechtfertigt sich dieses Vorgehen dadurch, daß auf diese Weise z. B. der Einfluß etwaiger Ungenauigkeiten in der Ansetzung des Epizentrums oder infolge von Apparateneigentümlichkeiten, die nicht zum Wesen der Sache gehören, herabgedrückt worden ist. Soweit ein Einfluß der Wellenperiode und damit, wie oben erwähnt, auch der Größe der zurückgelegten Strecke auf die Geschwindigkeit besteht, dürften in beiden Fällen, nämlich für die ozeanischen wie für die kontinentalen Wege, bei der Mannigfaltigkeit der verarbeiteten Beobachtungen in gleicher Weise in den erhaltenen Resultaten mittlere Verhältnisse zum Ausdruck kommen.

Der im zweiten Teil angeführte PECHAU'sche Wert V = 3,787 [km sec^{-1}] widerspricht unseren Ergebnissen nicht; denn seine Ableitung gründet sich mit auf die weniger verläßlichen Daten der früheren Jahre 1899 bis 1904, die vorwiegend zu niedrigen Geschwindigkeitswerten führten, außerdem aber sind nach dem benutzten Material die rein kontinentalen Wege wesentlich stärker vertreten als die rein ozeanischen. Und der Mittelwert, den PECHAU mit V = 3,875 [km sec^{-1}] aus 88 Beben der Jahre 1905 bis 1910 mit 177 Einzelbeobachtungen zur Hauptsache an den Stationen Göttingen, Hamburg, Jena und Potsdam fand, kann als zu den Resultaten dieser Arbeiten passend angesehen werden, namentlich, wenn man sich des Wertes V = 3,818 [km sec^{-1}] erinnert, der von mir aus einem Teil dieses Materials für rein kontinentale Wege erhalten wurde; denn obwohl auch bei dem gesamten Material die rein ozeanischen Wege ganz zurücktreten, so überwiegen doch durchaus die Wege von gemischter Beschaffenheit. So zeigt uns auch dieser Vergleich, daß die Resultate der vorliegenden, auf Grund eines kritisch gesichteten Materials ausgeführten Arbeit in ihrem Kernpunkt wohl als zutreffend angesehen werden dürfen, wenn sie auch durch Heranziehung weiterer Beobachtungen geprüft und, falls möglich, so durch Berücksichtigung der Dispersion, exakter gestaltet werden müssen.

Über Gerölle mit Eindrücken.

Von **Wilh. Kegel.**

Über die neuerdings von KESSLER (76) behandelte Frage der „Gerölle mit Eindrücken" ist schon viel gesagt worden. Gelegentliche Beobachtungen darüber finden wir schon in der Literatur des 18. Jahrhunderts. In ihren Erklärungsversuchen sind diese älteren Autoren abhängig von den Lehrmeinungen ihrer Zeit; so denkt HUTTON (1) an eine Entstehung der Eindrücke, während die Gerölle in der Erstarrung begriffen waren und I. T. WERNER (2)

spricht von einer Entstehung derselben durch „Bewegung, Fortrollen und Reiben durch die Gewalt der Wasserwogen“.

Indes hat erst seit 1836 aus Anlaß einer Notiz von Lortet (4, 5) eine eingehende Erörterung der Frage stattgefunden, die vor allem in Deutschland, der Schweiz und Frankreich stattfand. Auf die verschiedenen Ansichten dabei einzugehen, möge hier unterbleiben, doch ist zum Schluß ein Literaturverzeichnis beigefügt, in das alle jene mir zugänglich gewordenen Arbeiten Aufnahme gefunden haben, die sich etwas eingehender mit der Frage befassen, während alle die zahlreichen fortblieben, die lediglich ein Vorkommen anführen. Das letztere betrifft namentlich viele Arbeiten über die Nagelfluh. Wer historischen Einzelheiten Beachtung schenken will, findet in dem Verzeichnis alles Wichtige beisammen.

Für die Erklärung der Eindrücke haben sich bis in die neuere Zeit hinein im wesentlichen zwei Ansichten entgegengestanden. Nach der einen verlangten die Beobachtungen eine Erklärung durch mechanische Ursachen, wobei die Autoren den vorausgesetzten Druck teils auf Gebirgsbewegungen, teils auf Belastung durch die überlagernden Gesteine oder durch Gletscher zurückführten. In dieser Richtung bewegen sich u. a. die Arbeiten von Studer (18), Dechen (20), Bischof (21), Heim (44), Rothpletz (45, 63), Gresley (65), Rosenbusch (68).

Schon frühzeitig trat dieser Auffassung eine andere entgegen, die vor allem chemische Vorgänge betonte. Danach sind die Eindrücke durch Lösungsvorgänge entstanden, wobei mit Kohlensäure oder anderen Stoffen beladene, zirkulierende Wässer die Auflösung bewirkten, ohne daß mechanische Vorgänge wesentlichen Einfluß gehabt hätten. Hierher sind u. a. die Arbeiten von Daubrée (26, 46), Cotta (28), Hoefer (48) und Read (67) zu zählen.

Die Mehrzahl der Forscher nimmt zwischen diesen beiden Extremen eine Mittelstellung ein, wobei indes der eine bald mehr den Einfluß des Drucks, der andere mehr die Rolle des Lösungsmittels betont. Unter diesen ist als besonders bedeutsam der Erklärungsversuch von Sorby (36) hervorzuheben. Nachdem Lortet (14) bereits ähnliche Gedanken ausgesprochen hatte, wies Sorby an Kalkgeröllen zuerst nach, daß in den Eindrücken sich meist ein dunkles Häutchen findet, das als der unlösliche Rückstand der aufgelösten und fortgeführten Ausfüllungsmasse des Eindrucks anzusehen sei. War somit die Entfernung des Stoffes rein chemisch erklärt, so konnte Sorby unter Zuhilfenahme von Versuchen doch zeigen, daß die Lösung nur da vor sich ging, wo Druck vorhanden war, daß an anderen Berührungsstellen sogar eine Abscheidung von Calcit erfolgte. Zum Beweise zog er das chemische Gesetz heran, daß die Löslichkeit durch Druck erhöht wird.

Diese Auffassung ist vielfach in späteren Darstellungen wiedergekehrt, so bei Früh (62), Kayser (74) und Heim (75). Es ist nicht zu bestreiten, daß in zahlreichen Fällen die beobachteten Tatsachen auf diese Weise völlig erklärt werden können.

Die meisten Verfechter der eben kurz skizzierten Auffassungen gingen von örtlichen Beobachtungen aus und waren zu einer Verallgemeinerung ihrer besonderen Erfahrungen geneigt. Bei der Übertragung so gewonnener Ergebnisse auf andere Vorkommen zeigte sich dann oft die Unzulänglichkeit der mit dem Anspruch auf Allgemeingültigkeit ausgesprochenen Folgerungen. Ein bezeichnendes Beispiel dafür sind die Erörterungen zwischen Read (67) und Gresley (66).

Will man den Wert der einzelnen Darstellungen untersuchen, so geht man zweckmäßig von den Sorby'schen Darlegungen aus. Daß kapillar festgehaltenes kohlensäurehaltiges Wasser lösend einzuwirken vermag, ist ja hinreichend bekannt und für unseren Fall besonders durch die Versuche von Daubrée (26, 46) erhärtet, ebenso, daß der Lösungsvorgang durch Druck befördert wird. Bei derartigem Zusammenwirken chemischer und physikalischer Kräfte auf die Gerölle müssen zur Erzeugung von Eindrücken bestimmte Voraussetzungen erfüllt sein. Einmal dürfen die Gerölle nicht derart vom Bindemittel allseitig eingehüllt sein, daß weder ein besonderer Druck an den Berührungsstellen möglich wäre, noch an diesen Punkten das Lösungsmittel kapillar festgehalten würde, weil es gleichmäßig das ganze Bindemittel erfüllen würde. Nur bei größerem Korn des Bindemittels würde dann zwischen diesem und dem eingehüllten Geröll an den Berührungsstellen eine Einwirkung stattfinden können. Man findet daher in der Literatur an vielen Stellen die Beobachtung betont, daß die Eindrücke sich am besten da ausbilden, wo das Bindemittel ganz fehlt (vgl. Höfer, 48). Ferner ist von Wichtigkeit, daß das Lösungsmittel nur in solcher Menge vorhanden ist, daß es nur an den Berührungsstellen der Gerölle kapillar festgehalten wird. Durchtränkt es dagegen das ganze Gestein, so wirkt es flächenhaft auf die Oberfläche der einzelnen Gesteinsteile ein, wie auch die hierauf bezüglichen Versuche ergeben haben (vgl. Bischof (21), Daubrée (26), Reich (27). Demnach ist die Bildung von Eindrücken weder in gänzlich wasserfreiem noch in wassererfülltem Gestein möglich, worauf auch Kessler (76, p. 306) hinweist.

Im Einzelfalle stellt sich die Wechselwirkung physikalischer und chemischer Vorgänge sehr verschieden dar. Von den in Betracht kommenden Faktoren ist der Druck in weiten Grenzen veränderlich. Er erreicht ein Minimum, wenn er sich auf das Eigengewicht des eindrückenden Gerölles beschränkt. Fälle dieser Art beschrieb neulich Kessler (76, p. 304) und Verfasser hatte selbst Gelegenheit, in jungdiluvialen Kiesen bei Tettnang in Oberschwaben

ähnliches zu beobachten. Aber auch schon Lortet (10) berichtet über ähnliche Dinge an ganz jungen Geröllen, deren richtige Deutung freilich Fournet (29) in Frage stellt. Eine ähnliche Anzweiflung mußte sich Favre (43) von seiten Daubrée's (43) gefallen lassen, der aus jungdiluvialen Schottern der Umgegend von Paris über dergleichen Beobachtungen berichtete. Hierher gehören wohl auch die Bemerkungen von Fraas (53, p. 11), wenn er von „fleckigen Berührungsstellen" der einzelnen Gerölle in der löcherigen Nagelfluh auf Blatt Leutkirch und Isny spricht, sowie die von E. Favre (49, p. 121, Fußnote) über eingedrückte Gerölle in jungen quartären Bildungen. Jedenfalls weisen die in der Natur und von Kessler auch bei Versuchen gefundenen Ätzstellen darauf hin, daß ohne einen größeren Druck, lediglich durch das Eigengewicht der Gerölle, Eindrücke wenigstens in der Anlage gebildet werden können. In diesem Sinne lassen sich ja auch die Versuche Daubrée's (26) verwerten.

Blieb der Druck nicht auf das Eigengewicht des einzelnen Gerölles beschränkt, kam bei mächtigeren Geröllablagerungen der Druck großer Teile der hangenden Schichten mit zur Geltung, so blieb es nicht bei bloßen Ätzstellen, dann konnten sich tiefere Eindrücke bilden. Hierbei ist natürlich eine gewisse Bewegung in der Gesteinsmasse, ein Zusammensacken erforderlich, denn das eindrückende Geröll, das den Eindruck hervorrief, wich ja unter dem Druck aus, und sollte die Weiterbildung des Eindrucks nicht zum Stillstand kommen, so mußte beim Eindringen der Druck fortgesetzt anhalten. Daß dann bei locker gepackten, zusammensackenden Geröllmassen der Druck bald auf diesem, bald auf jenem Geröll stärker lastete, ist ohne weiteres verständlich. So wurden die Eindrücke abwechselnd vertieft und gelegentlich konnte wohl auch der Druck an einer Stelle ganz aufhören; dann konnte in solchen Eindrücken ebenso wie an anderen Stellen rings im Gestein wieder Calcit als Bindemittel abgesetzt werden.

Es ist in höchstem Grade wahrscheinlich, daß die Mehrzahl aller Eindrücke auf diese Weise gebildet wurde, indem als Ursache des Druckes lediglich das Eigengewicht der hangenden Gesteinsschichten in Betracht kam (vgl. Haug [70], p. 229). Wenn die oben angegebenen Vorbedingungen für die Bildung von Eindrücken, lockeres Gefüge und ganz bestimmte Wasserverhältnisse genügend lange andauerten, so mußten sich Eindrücke bilden. Es ist also auch hier die Zeit, die als geologisches Agens eine Rolle spielt.

Auf die geschilderte Weise erklären sich zwanglos die Eindrücke in vielen, noch heute ungestörten Geröllablagerungen, so besonders schön in der Nagelfluh der Schweiz.

Es ist fraglos, daß der auf die angegebene Weise erzielte Druck durch andere Kräfte verstärkt oder ganz ersetzt werden konnte. Insbesondere wird in zahllosen Fällen Dislokationsdruck

eine gewisse Rolle gespielt haben. Wenn aber viele Forscher, wie z. B. ROTHPLETZ (63) lediglich die „durch Dislokationen hervorgebrachten Druckkräfte" für die Bildung der Eindrücke verantwortlich machen, so widerspricht dem die Summe aller Beobachtungen aufs entschiedenste. Von anderer Seite ist Gletscherdruck in Anspruch genommen worden, so von GUTZWILLER (50) und F. MÜHLBERG (54). Indes ist es wenig wahrscheinlich, daß die oben als Voraussetzungen angeführten besonderen Wasserverhältnisse gerade bei Gletscherbedeckung vorhanden gewesen sein sollten.

Darüber hinaus gibt es jedoch auch Fälle, in denen die geschilderten Vorgänge anders verlaufen. In diluvialen Kiesen des jüngsten Interstadials[1] bei Ravensburg in Oberschwaben sammelte Verfasser aus besonders locker gepackten Geröllschichten mit wenig Bindemittel Gerölle mit Eindrücken — es handelt sich um Kalkgerölle —, deren gut erhaltener Zustand auf eine überwiegend mechanische Beanspruchung hindeutet. Neben Geröllen, die ganz zerquetscht und sekundär wieder verheilt sind, fanden sich solche, die von meist gegenüberliegenden, mäßig eingetieften Eindrücken aus radial ausstrahlende Sprünge und Risse zeigen. Hierbei sind die Eindrücke selbst von besonderem Interesse. Man erkennt an ihnen deutlich die staubartige Zertrümmerung und Beiseiteschiebung des Materiales, das z. T. in die gebildeten Sprünge hineingepreßt, z. T. über den Rand der Eindrücke geschoben und mit dem Geröll durch spätere Calcitausscheidung wieder verwachsen ist. Es ist jedem Betrachter der Stücke ohne weiteres klar, daß hier der Druck die wesentliche Ursache gewesen ist, demgegenüber eine chemische Lösungstätigkeit in den Hintergrund tritt.

Diese Beobachtungen lassen sich durchaus mit der obigen Darstellung von der Entstehung der Eindrücke in Einklang bringen. In solchen Fällen nämlich, in denen der Druck so stark war, daß die chemische Tätigkeit, die ja stets, um sich voll auswirken zu können, mehr oder weniger lange Zeiträume beansprucht, gewissermaßen nicht schnell genug den zur Auswirkung des Druckes erforderlichen Raum schaffen konnte, da mußte eine mechanische Änderung im Gefüge des Gerölles eintreten. War der Druck sehr stark, so wurde das Geröll zerquetscht, zerrissen oder gänzlich zertrümmert. War er weniger stark, so kam es zur Bildung von Quetschungsstellen, die sich zu Eindrücken mit radialen Sprüngen entwickeln konnten.

Nach dem Befund im Aufschluß ist auch bei den Eindrücken in den Geröllen der Ravensburger Kiese als Ursache des Druckes die Last des hangenden Gesteines anzusehen, das im vorliegenden

[1] Dies Alter bestätigte mir auf meine Anfrage Herr Landesgeologe Dr. BRÄUHÄUSER.

Falle an die 20 m mächtig war. Die außerordentlich lockere Packung der Geröllschicht, das fehlende Bindemittel (nur an einigen Stellen waren benachbarte Gerölle durch später ausgeschiedenen Calcit verkittet), während im Hangenden feste Nagelfluhbänke und zementreiche Kiese sich vorfanden, macht es verständlich, daß der Gesteinsdruck bald auf dieser, bald auf jener Stelle besonders lastete, bis sich nach Zertrümmerung oder Zerquetschung vieler Gerölle ein Gleichgewichtszustand herausgebildet hatte. Es ist dabei durchaus erklärlich, daß viele, ja die meisten Gerölle vollständig unversehrt blieben, weil sie eben keinem nennenswerten Druck ausgesetzt waren.

Für die hier zuletzt geschilderte Art von Eindrücken ist es natürlich von geringem Belang, ob die betroffene Geröllschicht wasserfrei oder wassererfüllt war. In beiden Fällen konnten sie sich bilden. Wesentlich ist aber das Zurücktreten des Bindemittels.

Der geschilderte Fall der Bildung von Eindrücken ist als ein Grenzfall anzusehen, in dem beim Zusammenwirken von Druck und chemischer Tätigkeit der Druck eine solch überragende Rolle spielte, daß es kaum zu einer chemischen Reaktion kam. Den anderen Grenzfall einer zusammenhängenden Kette von Bildungsmöglichkeiten der Eindrücke stellt jener oben erwähnte Fall dar, bei welchem der Druck völlig beschränkt ist auf das Eigengewicht des eindrückenden Gerölles, während der chemischen Tätigkeit die Hauptrolle zufällt. Zwischen beiden Endgliedern der Kette mögen alle Zwischenglieder in der Natur vorkommen. Im Einzelfall wird dann zu prüfen sein, welche besonderen Verhältnisse vorliegen.

Bei einer Durchsicht der Literatur ergibt sich, daß Fälle der Art wie die Eindrücke von Ravensburg gelegentlich wohl erwähnt werden. Gerölle mit radial von einem Punkte ausgehenden Rissen und Quetschungssprüngen besprechen z. B. Escher v. d. Linth (12), Beinert (19) u. a., ohne daß sie zugleich das Vorhandensein von Eindrücken erwähnen. Beobachtungen über Eindrücke mit radialen Rissen, bei denen also immer ein nicht unbeträchtlicher Druck geherrscht haben muß, wenn schon chemische Tätigkeit nicht ausgeschlossen ist, erwähnen Gutzwiller (50. p. 5, 21, 24), A. Müller (58, p. 42, Anm.), Früh (61, Abschnitt B VI), Gresley (66), Campbell (69) und Schaad (72, p. 44). Die Erklärung dieser Vorgänge wird von diesen Autoren sehr verschiedenartig vorgenommen. Einige, so vor allem Schaad, leugnen sogar zugunsten einer rein chemischen Erklärung jeden Zusammenhang zwischen den Rissen und Eindrücken. Selten finden sich Beobachtungen wiedergegeben, bei denen von einer mechanischen Verdrängung des Materials die Rede ist, wie sie oben bei den Geröllen von Ravensburg beschrieben wurde. v. Dechen (20) berichtet über „ein Granitgeschiebe, welches von einem anderen Geschiebe, ebenfalls aus Granit bestehend, einen Eindruck empfangen

hat und bei dem die aus ihrer Stelle verdrängte Masse seitlich, vielfach zersprungen, hervortritt". STUR (38) gewann an Geröllen aus einem tertiären Konglomerat aus dem Mürzgebiet den Eindruck, „als hätten die beiden kleineren Gerölle jedes für sich einen entgegengesetzten Druck auf die Masse des großen Gerölles ausgeübt, so daß zwischen beiden Eindrücken ein erhöhter Rand der hervorgequetschten Gesteinsmasse des großen Gerölles besteht, genau so wie man beim Eindrücken eines Nagels in Wachs einen solchen erhöhten Rand zu erzeugen imstande ist."

Eine besondere Art mechanischer Ausbildung von Eindrücken ist zuerst von PAILLETTE (13), dann von v. DECHEN (20) beschrieben worden. Später hat insbesondere ROTHPLETZ (45, 63) diese Ansicht ausgebaut und zur Grundlage eines allgemeinen Erklärungsversuches der Eindrücke gemacht. ROTHPLETZ will die Eindrücke durch mechanisch-plastische Gesteinsumformung erklären, wobei der Druck eine große, chemische Vorgänge eine geringe Bedeutung besessen hätten. Wenn v. DECHEN über Gerölle von Rheineck am Bodensee l. c. schreibt: „Das merkwürdigste Stück bilden zwei Protogyn-Geschiebe. Das eine hat von dem anderen einen rundlichen Eindruck empfangen und die Masse ist dadurch auf der anderen Seite hervorgequetscht worden, mit einer ganz scharfen Kante, die viele kleine Querrisse zeigt." und wenn man die Darstellung von PAILLETTE und seine Abbildungen überprüft, so gewinnt man allerdings den Eindruck, daß bei k r i s t a l l i n e n Gesteinen wohl eine Entstehung der Eindrücke im Sinne von ROTHPLETZ erfolgen kann, daß aber eine Übertragung dieser Ansicht auf alle Eindrücke, wie ROTHPLETZ wollte, unstatthaft ist. Das hat erst kürzlich ALB. HEIM (75) an Geröllen aus Schichtgesteinen gezeigt, bei denen die Schichtung im Gerölle durch senkrecht zur Schichtung gerichtete Eindrücke in keiner Weise verändert wird. Nicht unerwähnt soll dabei bleiben, daß derselbe Forscher früher (44) geneigt war, die Ansicht von ROTHPLETZ zu unterstützen.

Durchmustert man die Gesteinsarten, welche Gerölle mit Eindrücken liefern, so sind fast von allen Gesteinen solche beschrieben. Daß die Eindrücke in leichter löslichen Gesteinen, also vor allem in Kalk, sich leichter bilden, liegt auf der Hand. Daß ferner schwer lösliche Gesteine, vor allem Silikate, nicht in gleichem Maße für den Empfang von Eindrücken geeignet sind, ist ebenso verständlich. Nach dem, was oben ausgeführt wurde, erhellt auch, daß gerade bei kristallinen Gesteinen mechanische Veränderungen der Gerölle sich in Begleitung der Eindrücke häufiger finden als bei Sedimentgeröllen, vor allem den Kalken. Bei jenen hat es bei der Wechselwirkung von Druck und Lösung einer stärkeren Beteiligung des Druckes bedurft. Manche Autoren, so z. B. GUTZWILLER (50, p. 5) gehen sogar so weit, bei harten kristallinen

Gesteinen Eindrücke mit Rissen und Quetschungen als die Regel hinzustellen.

Wie die Entstehung mancher Eindrücke durch mechanisch-plastische Gesteinsumwandlung im Sinne von Rothpletz eine besondere Form der Druckwirkung ist, so ist anderseits auch denkbar, daß gelegentlich besonders stark wirkende Lösungsmittel die chemische Einwirkung beförderten. A. Müller (58) betont den Einfluß von Säuerlingen und Tornquist (71) weist alkalihaltigen Wässern eine besondere Rolle zu bei der Bildung der Eindrücke im Hauptkonglomerat des Buntsandsteins von Lascemborn in Lothringen. Örtlich mögen solche Lösungen Bedeutung für die Bildung der Eindrücke gewonnen haben; einen allgemeineren Einfluß dürften sie ebensowenig besessen haben wie die besondere Bildungsform der Eindrücke im Sinne von Rothpletz.

Wenn wir im vorstehenden gesehen haben, daß die Bedingungen, unter denen die Bildung der Eindrücke vor sich ging, zwar allgemeinen Gesetzen unterworfen sind, im einzelnen aber sehr verschiedenartig sein können je nach den besonderen örtlichen Verhältnissen, so erblicken wir darin eine Bestätigung der allgemeinen Erfahrung, daß die Vorgänge in der Natur sich nicht in den Rahmen allzu enger Gesetzmäßigkeiten spannen lassen. Wie anderswo geht auch hier die Natur verschiedene Wege zur Erreichung gleicher oder doch ähnlicher Ziele.

Nachtrag.

Nachdem die vorstehende Arbeit der Redaktion des Centralblattes übergeben war, erschien im Band X der Geologischen Rundschau eine Abhandlung von August Kumm über „Die Entstehung der Eindrücke in Geröllen". Der Verfasser leugnet, gestützt auf Versuche, eine Druckwirkung während der Entstehungszeit der Eindrücke. So dankenswert für die Klärung der Frage die Versuche auch sein mögen, die Arbeit Kumm's liefert doch den Beweis dafür, daß 1. die Bedingungen des Versuchs sich sehr schwer denen der Natur angleichen lassen, und daß 2. die aus solchen Versuchen auf die Vorgänge in der Natur gezogenen Rückschlüsse leicht zu Täuschungen Anlaß bieten. Was sich gegen die Versuche vor allem einwenden läßt, ist folgendes: In der Natur ist das Lösungsmittel nicht nur an der Oberfläche der einzelnen Gerölle, diese benetzend, zu suchen, sondern es durchtränkt die Gerölle und führt vornehmlich auf diesem Wege durch besonders wirksame Antlösung an den Berührungsstellen der einzelnen Gerölle zur Bildung der Eindrücke. Wenn Kumm bei seinen Versuchen nur Eindrücke mit „Berührungskegeln" erhalten hat, so darf daraus nicht geschlossen werden, daß die Eindrücke in der Natur die gleiche Entstehungsgeschichte haben; im Gegenteil läßt sich aus der auch von Kumm

mitgeteilten Beobachtung, daß die Berührungskegel in der weitaus größten Mehrzahl der natürlichen Eindrücke fehlen, der Schluß herleiten, daß die Natur in der Regel andere Wege ging als der Versuch sie anzudeuten scheint.

Literaturverzeichnis.

1. 1785. Hutton. Theorie of the earth. p. 253
2. 1802. J. T. Werner, Geognostische Wahrnehmung über die Entstehung des Lahnthales und der Berge bey Wetzlar. Annalen der Societät f. d. ges. Min. zu Jena. 1. p. 106.
3. 1835. M. Fournet. Sur les Modifications que certaines Roches ont subies par l'Action d'autres Roches. Ann. de Chimie et de Physique. 60. p. 291—303.
4. 1836. Lortet. N. Jahrb. f. Min. etc. p. 195.
5. 1836. N. Jahrb. f. Min. etc. p. 339.
6. 1837. B. Studer, Cailloux impressionnés de la Nagelfluh. Verhandl. Schweiz. Naturf. Ges. p. 28.
7. 1839. Escher v. d. Linth. Cailloux du terrain de la molasse. Verhandl. Schweiz. Naturf. Ges. p. 47.
8. 1840. Blum. Über einige geologische Erscheinungen in der Nagelfluhe. N. Jahrb. f. Min. etc. p. 525—531. Taf. VIII. 1 u. 2.
9. 1841. Escher v. d. Linth. N. Jahrb. f. Min. etc. p. 450—452.
10. 1843. Lortet. N. Jahrb. f. Min. etc. p. 296.
11. 1846. C. Vogt. Lehrbuch der Geologie und Petrefaktenkunde. 1. Bd. 1. Aufl. [4. Aufl. 1879.]
12. 1846. Escher v. d. Linth. Analogieen zwischen den jetzt stattfindenden Geröll-Ablagerungen und der Nagelfluh. Verhandl. d. Schweiz. Naturf. Ges. p. 41—46.
13. 1849. Paillette, Bull. de la Soc. Géol. de France. 2. sér. 7. p. 39.
14. 1850. Lortet. Pénétrations et impressions observés sur les galets de certains conglomerats et nagelfluhes. Ann. des Sciences phys. et nat. etc., publ. par la Soc. nat. d'Agricultnre etc. de Lyon. 3. 2 sér. p. 204—214.
15. 1852. Th. Scheerer. N. Jahrb. f. Min. etc. p. 824—828.
16. 1853. Noeggerath, Die Gerölle oder Geschiebe mit Eindrücken von solchen in Konglomeraten. Jahrb. Geolog. R.-A. 4. Jahrg. p. 667—680.
17. 1853. Deicke, Über die Eindrücke in den Geschieben der Molasse-Formation der östlichen Schweiz. N. Jahrb. f. Min. etc. p. 797—801.
18. 1853. B. Studer, Geologie der Schweiz. 2. Bd. p. 356 u. 366.
19. 1853. Beinert. Die verschobenen oder zertrümmerten Kieselgeschiebe im östlichen Reviere des niederschlesisch-waldenburger Steinkohlen-Gebirges. Schles. Ges. f. Vaterl. Kultur. p. 221—229.
20. 1854. v. Dechen, Jahrb. Geol. R.-A. 5. p. 897 ff.

21. 1855. G. Bischof, N. Jahrb. f. Min. etc. p. 838 u. Verh. d. Naturhist. Ver. d. Rheinl. 12. Jahrg. p. LXI.
22. 1855. v. Dechen, Geschiebe mit Eindrücken. Verhandl. d. Naturhist. Ver. d. Rheinlande. 12. Jahrg. p. XIII.
23. 1856. Köchlin-Schlumberger, Rollstücke von Quarz und Quarzit mit Eindrücken im Sandstein der Vogesen. N. Jahrb. f. Min. etc. p. 63.
24. 1856. Thurmann, Essai d'Orographie jurassique. Mém. de l'Institut National Genevois. 4. p. 103 ff.
25. 1857. Wagner, Geschichte der Urwelt. 2. Aufl. p. 58.
26. 1857. M. Daubrée. Expériences démontrant la cause de la pénétration mutuelle des galets calcaires ou quartzeux dans les poudingues de divers terrains. Comptes Rendus. 44. p. 823—825.
27. 1858. Reich, Berg- u. Hüttenmänn. Ztg. p. 107.
28. 1858. Cotta, Geologische Fragen. Freiberg 1858. p. 204 ff.
29. 1858. M. Fournet, Note sur les cailloux impressionnés. Bull. Soc. Géol. de France. 2. sér. 16. p. 1103—1105.
30. 1859. Württenberger, Über das Vorkommen von Geröllen mit Eindrücken im unteren Buntsandstein zu Frankenberg in Kurhessen. N. Jahrb. f. Min. etc. p. 153—162.
31. 1860. Deicke, Eindrücke in den Geröllen des alpinischen Diluviums. Berg- u. Hüttenmännische Ztg. 19. Jahrg. p. 396.
32. 1860. — N. Jahrb. f. Min. etc. p. 218—220.
33. 1861. A. Gurlt, Entstehung zerbrochener und wieder verwachsener Geschiebe, sowie derjenigen, welche Eindrücke von anderen Geröllen erhalten haben. Niederrhein. Ges. für Naturk. in Bonn. Sitz.-Ber. für April.
34. 1861. Gümbel, Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges und seines Vorlandes. p. 696 ff.
35. 1862. Kaufmann, Verhandl. d. Schweiz. Naturf. Ges. p. 154.
36. 1863. Sorby, Über Kalksteingeschiebe mit Eindrücken. N. Jahrb. f. Min. etc. p. 801—807.
37. 1864. Deicke, Über Eindrücke in den Geschieben der Nagelflue und den Gesteinen der Quartär-Formation zwischen den Alpen der Ostschweiz und dem Jura-Gebirge im Großherzogtum Baden. N. Jahrb. f. Min. etc. p. 315—325.
38. 1864. Stur, Über die neogenen Ablagerungen im Gebiete der Mürz und Mur in Obersteiermark. Jahrb. Geol. R.-A. 14. p. 218—252.
39. 1865. Württenberger, Über Eindrücke an den Bohnerzen von Salzgitter und an den in denselben vorkommenden Petrefakten. N. Jahrb. f. Min. etc. p. 822—824.
40. 1866/67. Delbos et Köchlin-Schlumberger, Description géologique et minéralogique du département du Haut-Rhin. Teil I. p. 233 ff.
41. 1870. A. Favre, Cailloux impressionnés des alluvions glaciaires de la Tiefenau près de Berne. Mém. de la Soc. de phys. et d'hist nat. de Genève. 20. p. 551.

42. 1872. F. J. KAUFMANN, Rigi und Molassegebiet der Mittelschweiz. Beitr zur Geol. Karte d. Schweiz. 11. Lief. p. 347 ff.

43. 1873. FAVRE, DE ROUVILLE, DAUBRÉE, LORY, Discussion sur les cailloux impressionnés. Bull. de la Soc. géol. de France. 3. sér. 1 p. 264 ff.

44. 1878. ALB. HEIM, Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung. 2. Bd. p. 8.

45. 1879. ROTHPLETZ, Über mechanische Gesteinsumwandlungen bei Hainichen in Sachsen. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. 31. p. 355—398. Taf. IX u. X.

46. 1879. DAUBRÉE, Etudes synthetiques de Géologie expérimentale. p. 382 ff.

47. 1880. ROTHPLETZ, Über Gerölle mit Eindrücken. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. 32. p. 189—192.

48. 1880. H. HÖFER, Die hohlen Geschiebe und Geschiebe-Eindrücke des Sattnitz-Konglomerates bei Klagenfurt. TSCHERM. min. u petrogr. Mitt. 2. p. 32 ff.

49. 1880. E. FAVRE, Revue géologique suisse pour l'année 1879. Archives des sciences physiques et naturelles. 3. pér. 3. p. 121 ff.

50. 1880. A. GUTZWILLER, Die löcherige Nagelfluh, ihre Beziehungen zu den tertiären und quartären Ablagerungen. Bericht d. Gewerbeschule zu Basel. Wissensch. Beil. p. 1—20.

51. 1881. ENGEL, Über die sogenannte „jurassische Nagelfluhe“ auf der Ulmer Alb. Jahreshefte d. Ver. f. vaterl. Naturk. in Württ. 37. Jahrg. p. 64 ff.

52. 1882. E. DATHE, Die Variolit-führenden Culm-Conglomerate bei Hausdorf in Schlesien. Jahrb. Preuß. Geol. L.-A. p. 237.

53. 1882. FRAAS, Begleitworte zur geognostischen Karte von Württemberg. Bl. Leutkirch u. Isny. p. 11.

54. 1883. F. MÜHLBERG, Sur les cailloux comprimés et écrasés. Arch. des sciences pys. et nat. 3. pér. 10. p. 518—522. (Mit Discussionsbemerkungen von CHAVANNES.)

55. 1883. BONNEY, Note on the Nagelflue of the Rigi and Rossberg. The Geol. Mag., new ser., Dec. II. 10. p. 511—514.

56. 1883. GUTZWILLER und SCHALCH, Geologische Beschreibung der Kantone St. Gallen, Thurgau und Schaffhausen. Beitr. zur geol. Karte d. Schweiz. 19. Lief. p. 6, 63 u. 112.

57. 1884. ANDREAE, Ein Beitrag zur Kenntnis des Elsässer Tertiärs. Abh. zur Geol. Spez.-Karte von Els.-Lothr. Bd. II. Heft 3. p. 309.

58. 1884. A. MÜLLER, Geologische Skizze des Kantons Basel und der angrenzenden Gebiete. Beitr. zur geolog. Karte der Schweiz. 1. Lief. 2. Aufl. p. 42.

59. 1886. DE GEER, Über ein Konglomerat im Urgebirge bei Westanå in Schonen. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. p. 282.

60. 1886. ROTHPLETZ, Geologisch-paläont. Monographie der Vilser Alpen. Palaeontogr. 33. p. 69.

61. 1888. GÜMBEL, Geologie von Bayern. 2. Bd. p. 281. 294. 348, 363 u. a.

62. 1890. J. J. Früh, Beiträge zur Kenntnis der Nagelfluh der Schweiz Neue Denkschr. d. allgem. schweiz. Ges. für d. ges. Naturw. 30. p. 137—180.
63. 1890. Rothpletz, Über Gerölle mit Eindrücken. N. Jahrb. f. Min. etc. I. p. 92—93.
64. 1891. Read, The Trias of Cannock Chase. Proceed. of the Liverpool Geol. Society, Session 1891/92.
65. 1894. Branco, Schwabens 125 Vulkan-Embryonen. p. 347.
66. 1895. W. S. Gresley, The Indentation of the Bunter Pebbles. Geol Mag., new series, Dec. IV. 2. p. 239.
67. 1895. Read, Pitted Pebbles in the Bunter Conglomerate of Cannock Chase. Geol. Mag., new series, Dec. IV. 2. p. 341.
68. 1898. Rosenbusch, Elemente der Gesteinslehre. p. 374.
69. 1906. Campbell, Fractured Bowlders in Conglomerate. The Am. Journ. of Science. 4. ser. 22. p. 231—234.
70. 1907. Haug, Traité de Géologie. I. p. 229.
71. 1907. Tornquist, Beobachtungen an Geröllen im Haupt-Konglomerat des Buntsandsteins von Lascemborn in Lothringen. v. Koenen-Festschr. p. 209—220.
72. 1908. E. Schaad, Die Juranagelfluh. Beitr. zur geolog. Karte der Schweiz. 22. Lief. p. 44 ff.
73. 1916. Deecke, Geologie von Baden. 2. Bd. p. 473.
74. 1918. Kayser, Lehrbuch der Geologie. I. Teil. 5. Aufl. p. 681.
75. 1919. Alb. Heim, Geologie der Schweiz. p. 58—64.
76. 1919. Kessler, Über Gerölle mit Eindrücken. Dies. Centralbl. p. 300—307.

Besprechungen.

P. Niggli: Geometrische Kristallographie des Diskontinuums. Mit 576 p. u. 200 Textfig. Leipzig (Bornträger) 1919.

Den Hauptteil dieses inhaltreichen Buches, in dem ebenso viel Sorgfalt wie Arbeit steckt, bildet die ausführliche und anschauliche Beschreibung der 230 Schoenflies'schen Raumgruppen und besonders der ihnen zugeordneten 230 Raumsysteme nebst den zugehörigen regelmäßigen Punkthaufen. Die Raumsysteme verhalten sich zu den Raumgruppen wie die 32 Symmetrieklassen Hessel's zu den 32 Symmetriegruppen Minnigerode's, so daß jedes Raumsystem nicht eine Gruppe räumlicher Operationen, sondern eine räumlich-periodische, d. h. homogene Anordnung von Symmetrieelementen darstellt, die jedesmal denen einer Symmetrieklasse isomorph sind. Schon H. Hilton hatte die von Schoenflies

und von Fedorow abgeleiteten und eindeutig gekennzeichneten Raumsysteme dem Vorstellungsvermögen näher gebracht: Niggli geht einen Schritt weiter und fügt vor allem eine genaue Darstellung der verschiedenen Arten von Punkthaufen hinzu, die jedesmal einem und demselben Raumsystem angepaßt sind. Hierbei werden die vom Ref. in die Strukturlehre eingeführte Indizes-Symbolik und Indizes-Rechnung in weitgehender und zweckmäßiger Weise benutzt. Das gleiche gilt vom Zähligkeitsbegriff, den Verf. von dem primitiven Parallelepiped auf die „Elementarparallelepipeda" überträgt; beispielsweise werden die Anzahl und die Lage gleichwertiger nonvarianter, monovarianter etc. Punkte festgestellt, die von einem primitiven, raumzentrierten oder flächenzentrierten Würfel innerhalb der verschiedenen Raumsysteme der 5 regulären Symmetrieklassen absorbiert werden. Solche z. T. tabellarisch geformten Darstellungen sind offenbar in erster Linie der röntgenometrischen Praxis angepaßt, da diese ja zunächst auf Punkt- oder Atomanordnungen hinführt, aus denen die harmonierenden Raumsysteme abgeleitet werden müssen, wenn man die möglichen Symmetrien der betreffenden Struktur ermitteln will. Schoenflies hatte bekanntlich zunächst die Raumgruppen abgeleitet und dann gezeigt, wie aus ihnen alle passenden Punkthaufen gewonnen werden können. Vielleicht wird es künftig einmal im Hinblick auf die Reihenfolge der röntgenometrischen Ausdeutungen unternommen, alle Arten periodischer Punkthaufen primär aus der Homogenitätsforderung und aus ihnen dann sekundär die 230 Raumsysteme herzuleiten. — Ableitungen sind überhaupt in Niggli's Buch offenbar vorsätzlich auf ein Mindestmaß beschränkt, in dem das Hauptgewicht auf die Ergebnisse der Schoenflies'schen Theorie gelegt ist, wie sie zur Auswertung der Spektrogramme benötigt werden. Hierbei mag erwähnt werden, daß Niggli's Beweis des Gittercharakters aller homogenen Punkthaufen (p. 2) unrichtig ist. Der an sich richtige und elegante Nachweis, daß in den Raumsystemen nur 2-, 3-, 4- und 6zählige Schraubungsachsen auftreten können (p. 33—34), leidet an einem kleinen formalen Fehler; es muß heißen:

$$a + 2a \sin(\alpha - 90) = na, \quad 1 - 2\cos\alpha = n, \quad \cos\alpha = \frac{1-n}{2},$$

woraus für $n = 0, 1, 2, 3$ folgt: $\alpha = 60^0, 90^0, 120^0, 180^0$.

Stellt das Werk im wesentlichen, wie schon der Titel besagt, eine Geometrie des kristallinen Diskontinuums dar, so erhofft Verf. von den Forschungen moderner Physiker eine Physik des kristallinen Diskontinuums, und die letzten Abschnitte des Buches beleuchten einige der Bahnen, die in dieser Richtung bereits beschritten sind. In einem Schlußwort ist der historische Fluß der Strukturlehre so weit skizziert, daß man die Katarakte des Stromes deutlich erkennt. **A. Johnsen.**

E. Abderhalden: Handbuch der biologischen Arbeitsmethoden. Einführung und Inhaltsübersicht der 13 Abteilungen des Gesamtwerkes. 44 p. Berlin. 1920.

Als zweite Auflage des Handbuches der biochemischen Arbeitsmethoden soll nach dem Plan von Abderhalden-Halle das große Sammelwerk bei Urban & Schwarzenberg in Berlin verlegt werden, zu dessen Fertigstellung über 400 Forscher ihre Mitarbeit zugesagt haben. Den Leserkreis des Centralblattes werden folgende Abhandlungen interessieren. Die mit * bezeichneten Aufsätze befinden sich bereits im Druck.

*Hirsch-Jena: Prüfung der gebräuchlichsten Lösnngen und Reagentien auf Reinheit.
*Eichwald-Hamburg: D. Arbeiten m. optisch-aktiven Stoffen.
*Emich-Graz: Methoden d. Mikrochemie.
*Lieb-Graz: Die Mikroelementaranalyse m. Einschl. d. Halogenbest. nach F. Pregl.
*Dubsky-Groningen: Halbmikroelementaranalysen nach Dubsky.
*Schmehlik-Berlin: Stereoskop. Arbeitsmeth.
Köhler-Jena: Die Mikrophotographie.
*Halbfass-Jena: Methoden d. Seenforschung.
*Abel-Wien: Meth. d. Paläobiologie.
*Arldt-Radeberg: Meth. d. Paläogeographie.
Gross-Greifswald: Meth. d. experim. Mineralogie.
Walther-Halle: Meth. der exp. Geologie.
Ule-Rostock: Meth. d. geographischen Forschung
*Eckardt-Essen: Meth. d. Paläoklimatologie.

Karl Krüger.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Einschlüsse kalkiger und kieseliger Gesteine im Basalt der Blauen Kuppe bei Eschwege.

Von **H. Rose** und **O. Mügge** in Göttingen.

Beim Suchen nach Cristobalit wurden im letzten Sommer an der Blauen Kuppe auch lose Stücke von Basalt beobachtet, auf dessen Kluftflächen dunkler Granat aufgewachsen war. Das Anstehende dieser Stufen fand sich ganz in der Nähe jener Stelle, an der auch der Cristobalit, Magnetit und Apatit vorgekommen sind, und zwar zeigte sich hier der Basalt erfüllt von bröckligen, weißen bis gelblichen, z. T. ganz erdig-mürben Kalkmassen, in denen z. T. Granat in ringsum ausgebildeten Kristallen, z. T. dunkelgrüner Augit, z. T. beide nebeneinander nicht sehr reichlich eingesprengt waren. Da trotz eifrigen Suchens weitere ergiebigere Funde nicht gemacht sind, auch eine Vermehrung des Untersuchungsmaterials in absehbarer Zeit nicht zu erwarten ist, mögen die bisher gemachten Beobachtungen kurz mitgeteilt werden.

Der Granat auf Kluftflächen des Basaltes erreicht etwa 2 mm, hat die Formen (110) . (112), ist aber, wie auch der in Kalk eingebettete, dessen Größe auf 0,1 mm sinkt, selten ringsum gut kristallographisch entwickelt, sondern erscheint vielfach wie abgenagt. Dunkel bis hellbraun, die äußerste Zone meist hellgrün bis farblos, vollkommen isotrop, n = 1,9114 (Na), wobei aber zu bemerken ist, daß trotz sehr ebener Flächen des benutzten Prismas das abgelenkte Spaltbild wenig scharf war, offenbar wegen der Brechungsunterschiede der verschiedenen isomorphen Anwachszonen. Immerhin ist der Brechungsexponent sicher höher als alle bis vor kurzem bekannten Werte; übertroffen wird er nur von den jüngst von Mervin[1] an titanreichen Melaniten ermittelten Werten. Es ist daher auch für diesen Granat ein merklicher Titangehalt anzunehmen, der dadurch noch wahrscheinlicher wird, daß nach Ramdohr[2] für alle Basalte des Gebietes ein ungewöhnlich hoher Titangehalt charakteristisch ist. Auf welche Weise das Ti aus dem Basalt in den Kalk geführt ist, ist nicht ersichtlich.

[1] Nach Angaben bei Washington, Amer. Journ. of Sc. 50. 41. 1920.

[2] Jahrb. geol. Landesanst. Berlin f. 1919. T. I. p. 284. 1920.

Der Augit hat genau die Form und optischen Eigenschaften des Fassait (vgl. HINTZE, Handbuch II, 1060, Fig. 348), stets einfache, meist allseitig ausgebildete Kriställchen, die aber auch nur 0,5 mm erreichen; dunkel lauchgrün, mit der für Ti-reichen Augit charakteristischen Dispersion der Auslöschungsrichtungen.

Von sonstigen Gemengteilen wurden u. d. M. bemerkt: trüb bräunlich durchscheinende, meist scharfeckige, auf breite Säulen deutende Längsschnitte und z. T. hexagonale Querschnitte, die aber stets mehr oder weniger faserig zersetzte Substanz enthalten, parallel der Längsrichtung (zugleich // den Spaltrissen) bald $\mathfrak{a}$, bald $\mathfrak{c}$, bei schwacher Doppelbrechung; sie gehörten vielleicht Wollastonit an. Annähernd quadratische, von grünlichen Massen erfüllte Räume erinnern an Zersetzungsprodukte von Gehlenit. Im Rückstand des mit Essigsäure behandelten Gesteins findet man außerdem kleine Täfelchen von Cristobalit (selten), etwas Eisenspat und tonige Massen.

Auf den Stufen aufgewachsen ist häufig Magnetit und Apatit.

Der Kalk der Blöcke hat auch in den (schwierig herzustellenden) Dünnschliffen durchaus nicht den marmorartigen Habitus der gewöhnlichen kontaktmetamorphen Kalke, sondern macht eher den Eindruck einer wässerigen Bildung. In der Tat zeigt die genauere Beobachtung, daß keineswegs ein etwa unter erheblichem CO_2-Druck umkristallisierter Sedimentärkalk vorliegt. Er besteht nämlich aus anscheinend formlosen, ziemlich isometrischen Körnern, von denen die einen durch feine erdige und unbestimmbare Einschlüsse trüb, die andern aber klar sind, noch andere, nach Spaltrissen und optischem Verhalten ebenfalls einheitliche Körner, sind an einer Stelle trüb, an einer andern ganz klar, und zwar sind die klaren und trüben Teile hier so verteilt, daß die klaren Teile mehrerer aneinander grenzender Körnchen im Querschnitte eine Leiste bilden und die Zwischenräume eines von solchen Leisten gebildeten Maschenwerkes von trüberen Körnchen erfüllt sind. Der klare Kalk bildet also Pseudomorphosen nach einem stengligen oder tafligen Mineral, von dem leider nirgends im Zusammenhange mit dem Kalkspat bestimmbare Reste erhalten sind. In die trüben Kalkteile eingeschlossen beobachtet man hie und da strahlig geordnete, erheblich feinere Fasern eines z. T. noch schwach doppelbrechenden, meist aber auch schon völlig zersetzten Minerals, das von dem vorigen verschieden zu sein scheint.

Auf Zersetzungsvorgänge verweisen auch schmale (nur 0,025 mm Zonen eines chloritähnlichen Minerals, die den Granat umgeben, aber nicht auf allen Seiten, sondern, ähnlich Reaktionsrändern, nur an gewissen Stellen. Anderen Prozessen scheinen Ansammlungen grünlicher Substanzen zu entstammen, die zuweilen noch kleine Körnchen von Granat enthalten. Auch aus blättrigen serpentinähnlichen Massen bestehende Pseudomorphosen finden sich in noch ziemlich scharfen olivinähnlichen Durchschnitten.

Zur Deutung der *Entstehung dieser Einschlüsse* ist zu bedenken, daß sie an derselben Stelle zusammen mit Magnetit, Apatit und Cristobalit vorkommen. Nach dem Befund scheint es zweifellos, daß in der Tiefe im Kalk zunächst Silikate entstanden oder der Kalk völlig in solche verwandelt wurde. Da von den Basen wohl Ca bei weitem überwog, mag die Bildung des Granats nach den von NIGGLI[1] aufgestellten Gleichungen verlaufen sein:

$$Fe_2O_3 + 3\,CaSiO_3 \rightarrow Ca_3Fe_2(SiO_4)_3 \text{ und}$$
$$Fe_3O_4 + 4\,CaSiO_3 + SiO_2 \rightarrow Ca_3Fe_2(SiO_4)_3 + CaFe(SiO_3)_2$$

(wobei aber wegen des Tongehaltes des Kalkes statt Hedenbergit sich Fassait bildete). Auf diesen bei hoher Temperatur sich abspielenden Vorgang[2] folgte aber bei niederer Temperatur noch ein anderer, vielleicht auf die nun oberflächlicheren Teile des Basaltes beschränkter, bei welchem, wohl unter dem Einfluß der in größerer Tiefe noch entwickelten hoch temperierten, aber auch noch stark konzentrierten CO_2, eine Rückbildung des Wollastonit (und auch anderer Ca-haltiger Kontaktsilikate) zu Kalkspat, und eine teilweise Zersetzung des Granats vor sich ging und vielleicht schied sich die dabei freiwerdende SiO_2 z. T. als Tridymit, später als Cristobalit[3] und schließlich in den feinen, die andern pneumatolytischen Minerale überziehenden Häutchen von Chalcedon aus. Das würde mit der von RAMDOHR festgestellten Altersfolge der pneumatolytischen Minerale im Einklang sein.

Die reichliche Anwesenheit von CO_2 in der späteren Periode der vulkanischen Tätigkeit wird durch das Vorkommen von *Eisenocker*, der in den verschlackten Teilen der basaltischen Breccien die Wände aller (z. T. kaminartigen) Hohlräume überzieht, und durch die vielfachen Neubildungen und Umbildungen von Kalkspat und Aragonit[4] sehr wahrscheinlich. Ob diese heißen CO_2-Emanationen und -Lösungen aus der Tiefe dem Teil des Magmas, von dem der jetzt cristobalitführende Basalt entstand, auch Basen (Fe, Mg, Ca) entziehen und dadurch seine chemische Abweichung vom normalen Basalt bewirken konnten, mag dahingestellt bleiben, jedenfalls ist die große Porosität des cristobalitführenden Basaltes gegenüber der Kompaktheit des normalen sehr auffallend.

[1] NIGGLI, Preisschr. d. JABLONOWSKI'schen Ges. 47. 150. 1920.

[2] Nach V. M. GOLDSCHMIDT und JOHNSEN oberhalb 500° etwa (Naturwissenschaften. 19. IX 1919. p. 691).

[3] Die Pseudomorphosierung des Tridymits zu Cristobalit geschah außerhalb des Beständigkeitsfeldes beider; der Vorgang würde darauf hinweisen, daß in diesem Gebiete unterhalb einer gewissen Temperatur der Dampfdruck des Cristobalit niedriger als der des Tridymit wird.

[4] Auch von diesem Mineral sind bei der Anlage des neuen Südbruches mit Kalkspat überkrustete und durch ihn teilweise verdrängte Kristalle gefunden worden, die aber die älteren an Größe und Schönheit nicht erreichen.

Die Einschlüsse der kieseligen Gesteine weichen von den massenhaften Buntsandstein-Einschlüssen schon habituell stark ab. Es wechseln in ihnen hellere, meist aber etwas eisenschüssige und durch fein verteilten Kohlenstoff schwarze dünne Schichten ab; sie sind meist eben, zuweilen aber sehr scharf und vielfach gefältelt und geknickt. Sie zerteilen sich leicht in dünne Platten, sind aber im übrigen sehr hart.

Die erst u. d. M. sichtbaren Gemengteile sind:

Quarz in meist auffallend kleinen (0,015 mm) polygonalen Körnchen, z. T. aber auch in kurzen Täfelchen parallel der Schichtung. Sie bilden Schmitzen und kurze Linsen, die von Glas umflossen und z. T. auch durchtränkt sind. An der Grenze von Glas und Quarz liegt meist ein schmaler Saum, aufgebaut aus kurzen, feinen, zur Grenze senkrechten Zotten von Tridymit. An andern Stellen erscheint dieser auch in größeren, wie gewöhnlich verzwillingten Kristallen, roh radial geordnet oder auch im Schnitt ein Balkenwerk bildend. Gelegentlich kommt im Glas auch Bronzit in deutlichen Kristallen mit Glaseinschlüssen vor, außerdem hie und da Rutil in sehr feinen scharfkantigen Nädelchen, die an manchen Stellen aus dunkeln Körnern, wohl von Eisenerz, gleichsam hervorsprießen. Das Eisenerz hat sonst viel gelbbräunliche Zersetzungsprodukte geliefert, die große Teile der Schliffe trüben. Spuren von Glimmer fehlen, dagegen ist auffallend viel Pyrit vorhanden, allerdings stets pseudomorphosiert zu Brauneisen. An seinen Rändern scheint vielfach ein Reaktionsrand von einem ursprünglich faserigen oder blättrigen Mineral (schon vor der Einschmelzung) gebildet gewesen zu sein; es war vielfach stark gefältelt, wohl chloritisch, ist jetzt aber völlig verkieselt und erscheint so auch in langen spitz zulaufenden Strähnen beiderseits der Pyrite in der Richtung der Schichtung. Hier, wie auch an vielen andern Stellen, scheint SiO_2 in der Form von Chalcedon vorhanden oder vorhanden gewesen zu sein und daran wird es liegen, daß hier, im Gegensatz zum Buntsandstein, reichlich Tridymit gebildet ist [1].

Nach Zusammensetzung und Struktur lag hier wohl ursprünglich ein Kieselschiefer vor, ähnlich etwa denen die in der Nachbarschaft im Paläozoicum des Höllentals beobachtet sind. Die stellenweise so starken Fältelungen dürfte das Gestein schon vor der Schmelzung erfahren haben, da letztere nicht, wie beim Buntsandstein, auf dünne der Schichtung parallele Lagen beschränkt war, die, wie beim Buntsandstein die glimmerreichen Lagen, wie Translationsflächen bei der Biegung von Kristallen wirksam werden konnten.

Der abweichenden Beschaffenheit entsprechend fand sich das Gestein nicht unter den Buntsandstein-Einschlüssen, sondern als

[1] Endell und Rieke, Zeitschr. f. anorg. Chemie. 79. 240. 1912.

einzelner Block in der Nähe der oben beschriebenen Kalkeinschlüsse; es stammt also nicht vom Salband der großen Spalte, die die Kuppe von SW zur Spitze hin durchsetzt, sondern wohl aus größerer Tiefe.

Durch den im Sommer 1920 eröffneten neuen Südbruch auf der oben erwähnten Spalte wurden auch neue Kontakte mit dem Buntsandstein aufgeschlossen. Dieser erscheint hier sehr hell, etwas isabellfarbig, zeigt vielfach deutliche Kreuzschichtung und es fehlen die Spuren von eingeschmolzenen Lagen dunklen Glimmers. Dagegen sind vielfach bräunliche, etwas schlierig ausgezogene Flecke vorhanden, die früheren Tongallen zu entsprechen scheinen und jetzt etwas Basaltjaspis ähneln.

U. d. M. fällt die große Menge Feldspat auf, fast ausschließlich Orthoklas, und es sind jene, die durch ihre Umrisse klastischen Ursprung bezeugen ausnahmslos ohne die sonst an derartigen Feldspaten so gewöhnliche perthitische und Mikroklin-Struktur. Es ist anzunehmen, daß er durch die länger anhaltende, bis nahe zum Schmelzen gesteigerte Temperatur eine Homogenisierung erfahren hat, d. h. daß der langsam erfolgten Entmischung des $(K, Na)AlSi_3O_8$ in Kalifeldspat (Mikroklin) + Albit eine Wiedervermischung gefolgt ist. Die Homogenisierung ist keine ganz vollständige, insofern als auf (010) noch feine $/\!/ \dot{c}$ geordnete und auf (001) regellos gelagerte trübe Körnchen vorhanden sind. Diese Homogenisierung ist übrigens auch in andern in Basalt eingeschlossenen Orthoklasen zu beobachten, z. B. zeigen die Orthoklase der Graniteinschlüsse im Basalt des Veitsberges und des Schloßberges bei Carlsbad nichts mehr von den in den Carlsbader Feldspäten fast ausnahmslos vorhandenen feinen Albitlamellen. Ob eine Änderung der Lage der optischen Achsen (wie im Sanidin) stattgefunden hatte, konnte nicht sicher ermittelt werden.

Außer diesen nach ihren Umrissen unverkennbaren alten Orthoklasen kommen auch Neubildungen vor: scharfkantige, etwas strahlig gruppierte Leisten (Tafeln), klarer und ohne jede Spur perthitischer Struktur. Da in ihrem Kern zuweilen noch Fetzen von Muscovit sichtbar sind, sind sie vermutlich durch Addition von $2\,SiO_2$ zum $KAlSiO_4$ des Muscovit entstanden. Die eingeschmolzenen Teile des Muscovit bilden höchst feine Aggregate mit sehr schwacher Doppelbrechung, zwischen ihnen liegen öfter Häufchen sehr feiner, scharf begrenzter, z. T. sagenitisch verwachsener Rutilnädelchen. Hie und da zeigen sich dunkel gelbbraune bis undurchsichtige, stark brechende und mäßig stark doppelbrechende, anscheinend rhombische Kriställchen, kurze Prismen mit c $/\!/$ der Längsrichtung und schwachem Pleochroismus ($/\!/ \dot{c}$ wenig heller als $\perp \dot{c}$), ebenso Klümpchen und gerundete Kriställchen davon. Dies lievritähnliche Mineral ist uns nicht bekannt; ihm gehören anscheinend

auch scharf begrenzte hellere Kriställchen an, die sich um Körnchen von Eisenglanz durch Anschmelzung desselben gebildet haben.

Die Stellen der früheren Tongallen sind fast isotrop, zeigen aber zwischen gekreuzten Nicols rundliche Flecke, die noch dunkler als ihre Zwischenmasse bleiben. In beiden erkennt man bei starker Vergrößerung Aggregatpolarisation sehr feiner, sehr schwach doppelbrechender Körnchen und zwar in den kreisförmigen Flecken noch feiner und schwächer als in ihrer Zwischenmasse; letztere ist auch noch reicher an Rutilnädelchen als erstere. Die Ursache dieser Fleckenbildung konnte nicht festgestellt werden. Ebenso nicht die Ursache einer wohl verwandten Erscheinung: man findet in den früheren Tongallen vielfach Anhäufungen feiner schwarzer Körnchen (? Spinell) der Art, daß sie rundlich-polygonale Maschen bilden, in deren Mittelpunkt öfter noch wieder ein Häufchen derselben Körnchen liegt. Der Inhalt dieser Maschen zeigt dieselbe sehr schwache und feine Aggregatpolarisation wie vorher, man könnte an Anhäufungen früherer Glimmerblättchen denken, zumal an anderen Stellen in den Gallen etwas gröbere feldspatähnliche Neubildungen erscheinen. Tridymit, der in anderen ähnlichen Einschlüssen (z. B. vom Steinberg b. Bräuna) jetzt fast das einzige Zement zwischen den Quarzkörnern bildet, konnte nur selten und unsicher beobachtet werden.

Die Ermittlung der Brechungsexponenten der Mineralien im Dünnschliff durch Vergleich mit Canadabalsam und Kollolith.

Von **E. Lehmann** in Halle a. S.

Für die Ermittlung der Brechungsexponenten im Dünnschliff, insbesondere für die Bestimmung der verschiedenen Glieder der Feldspatgruppe, besitzt die von Fr. Becke[1] stammende Beobachtung der Beleuchtungsverhältnisse an der Grenze verschieden brechender Mineralien hervorragende Bedeutung. Das Auftreten der dabei entstehenden Lichtlinie und ihre Verschiebung bei Heben und Senken des Tubus gestattet die Unterscheidung schwächer und stärker brechender Mineralien und weiterhin die näherungsweise Ermittlung eines unbekannten Brechungsexponenten durch Vergleich. Erfordernis ist, daß für das Vergleichsmaterial die Zusammensetzung in den verschiedenen Gesteinen konstant bleibt, oder daß jedenfalls die Beziehungen zwischen der jeweiligen Zusammensetzung und den

[1] Fr. Becke, Sitz.-Ber. Akad. d. Wiss. Wien 1893. 358—376. — Min. u. petr. Mitt. 13. 1892/93. 385—388.

Brechungsexponenten bekannt sind. Die Ermittlung des unbekannten Brechungsexponenten kann um so genauer erfolgen, je weniger er von den Vergleichswerten abweicht, und, wo anisotrope Mineralien zum Vergleich dienen, je geringer deren Doppelbrechung ist. Für die Bestimmungen bei Feldspaten erfüllt in erster Linie der Quarz diese Erfordernisse, der zugleich den Vorzug weiter Verbreitung in feldspatführenden Eruptivgesteinen besitzt. Immerhin bleibt die Zahl der für Anwendung der Methode in Betracht kommenden Mineralien eine recht beschränkte.

Diese Beschränkung hat dazu geführt, das den Schliff umgebende Einbettungsmaterial als Vergleichskörper zu benutzen. Als solches diente bis vor wenigen Jahren lediglich Canadabalsam. Als Ersatz für diesen ist Herrn Dr. Jonas in Göttingen die Herstellung eines neuen Kitt- und Eindeckungsmittels gelungen, des Kolloliths, der in zwei Formen in den Handel gebracht wird, als „Kollolith hart“ und als „Kollolith in Xylol gelöst“, jener in erster Linie geeignet zum Aufkitten, dieser zum Eindecken der Schliffe. Der Brechungsexponent wird als konstanter als der des Canadabalsams bezeichnet und zu 1,5354 für Na-Licht bei 18° C angegeben. Zur Untersuchung werden am Schliffrand liegende Mineraldurchschnitte benutzt. Hierbei ist von Wichtigkeit, daß die Grenzfläche das Mineral annähernd senkrecht durchsetzt, und daß sie frei ist von Verunreinigungen, die vom Schleifmaterial gern zurückbleiben und die Grenze verschwommen und unscharf erscheinen lassen. Mehrfache Wiederholung einer Beobachtung ist stets erforderlich.

Bei der Untersuchung einer Gesteinsfolge aus dem Gebiet der Rungwe-Vulkane im ehemaligen deutsch-ostafrikanischen Schutzgebiet spielen Anorthoklase eine große Rolle. Zur Prüfung des Brechungsvermögens wurde zunächst das Einbettungsmittel, in diesem Falle Kollolith, zum Vergleich herangezogen. Hierbei stellte sich das überraschende Ergebnis heraus, daß beim Anorthoklas, der durch einfache und Durchkreuzungszwillinge nach dem Albitgesetz, durch verhältnismäßig große Auslöschungsschiefen auf M (010), Charakter der Doppelbrechung, Achsendispersion und relativ kleinen Achsenwinkel als solcher wohl charakterisiert war, die Lichtbrechung in allen Hauptelastizitätsrichtungen höher war als die des Kolloliths.

Noch überraschender aber war die Beobachtung, daß in einer von der Firma Voigt & Hochgesang, Göttingen, hergestellten und angeblich mit Canadabalsam aufgekitteten Schliffserie die drei Hauptbrechungsexponenten des Anorthoklas auch noch höher lagen als die Lichtbrechung des Canadabalsams. Diese wird in den petrographischen Handbüchern und Tabellen i. a. zu 1,54 angegeben, doch haben Untersuchungen von F. C. Calkins [1], W. T. Schaller [2]

[1] F. C. Calkins, Science, 30. 1909. 973.

[2] W. T. Schaller, Amer. Journ. of Science, (IV.) 29. 1910. 324.

und E. Wülfing[1] ergeben, daß die Werte je nach dem Grad des Kochens auch niedriger sind. So gibt Calkins als Grenzwerte 1,535 und 1,545, Schaller im Mittel für wenig gekochten Balsam 1,5387, für normal gekochten 1,5377, für überkochten 1,5412, Wülfing als selten erreichte höchste und niedrigste Werte 1,544 (= ω Quarz) und 1,533. Aber alle diese Werte übersteigen die bisher für Anorthoklas bekannt gewordenen Brechungsexponenten z. T. beträchtlich, von denen für γ Werte von 1,530 und darüber nur selten angegeben werden, während α im Mittel etwa den Wert 1,523 besitzt. Eine Klärung dieser Widersprüche konnte nur die Messung der Brechungsexponenten des Feldspats ergeben.

Zu diesem Zweck wurden orientierte Schnitte aus den Dünnschliffen herauspräpariert, vermittelst Alkohol bezw. Äther sorgfältig von Kollolith gereinigt und mit Canadabalsam auf frische Objektträger derart aufgekittet, daß die Kanten von Canadabalsam freiblieben. Dies gelingt ausgezeichnet, indem man eine Spur zähen Canadabalsams auf einen Objektträger bringt, mit diesem den auf einem zweiten Objektträger liegenden Feldspat oder dessen Spaltstückchen aufnimmt, alsdann den Canadabalsam etwas erwärmt und den Feldspat mit Hilfe eines aufgelegten Objektträgers schwach andrückt. Es können so selbst mit Spaltstückchen von 0,5 mm^2 noch einwandfreie Präparate hergestellt werden. Die Bestimmung der Brechungsexponenten des Feldspats erfolgte durch Vergleich mit Kaliumquecksilberjodid (Thoulet'scher Lösung), die durch Verdünnen mit Wasser und Beobachten der Becke'schen Lichtlinie allmählich auf gleiches Brechungsvermögen abgestimmt und deren Brechungsexponent alsdann mit dem Totalreflektometer gemessen wurde.

Das Prinzip dieser Methode zur Bestimmung der Brechungsexponenten, Abstimmung des Brechungsvermögens einer Flüssigkeit auf das des Minerals im Dünnschliff, ist bereits von Michel-Lévy[2] in Anwendung gebracht worden. Michel-Lévy schlägt deren Benutzung im besonderen vor für die Bestimmung der leistenförmigen Grundmassenfeldspate, bei denen sie gerade die Entscheidung, ob es sich um Orthoklas oder Oligoklas handelt, ermöglicht. Er befreit hierzu den Schliff vom Deckgläschen, reinigt die Oberfläche von Canadabalsam, ritzt den Schliff mit einem Diamanten und reinigt die Schnittflächen abermals von Canadabalsam. Verfasser gibt einer Übertragung der freigelegten und herauspräparierten Schliffteile auf einen neuen Objektträger, die er auch schon früher mit Augiten ausführte[3], den Vorzug, auf Grund der Erfahrung, daß die erforderliche absolute Reinheit der Ränder dabei besser erreicht

[1] E. Wülfing, Sitz.-Ber. d. Heidelberg. Akad. d. Wiss. Math.-naturw. Kl. II A. 1911. 20. Abhandl.

[2] Michel-Lévy, Etude sur la détermination des feldspaths. 1894. 62—63

[3] E. Lehmann, Min. u. petr. Mitt. 30. 1911. 242.

werden kann als auf dem ersten Objektträger. Eine solche läßt sich auch mit aus dem Schliff herausgelösten Grundmassepartien ohne Schwierigkeit ausführen. Für die Anwendung der genannten Methode eignen sich gerade die Feldspate in besonderer Weise, da deren ausgezeichnete Spaltbarkeit die erwünschten scharfen Ränder gewährleistet.

Die Beobachtungen wurden an Anorthoklas eines Kenyits vom Plateau zwischen Magoye und Muakaleli vorgenommen und an mehreren, sowohl ∥ a als auch ⊥ b und ⊥ c orientierten Schnitten ausgeführt. Das Ergebnis der oft wiederholten Messungen sind die Werte:

$$\alpha = 1.5243, \qquad \beta = 1.5290, \qquad \gamma = 1.5301.$$

Aus diesen Werten folgt aber ohne Zweifel, daß dem Kollolith in der Form, wie er zur Herstellung der Dünnschliffe diente, ein Brechungsvermögen von 1,5354 nicht zukommt, und daß auch die Lichtbrechung des Canadabalsams, der zum Eindecken seitens der Firma Voigt & Hochgesang benutzt wurde, beträchtlich unter den oben mitgeteilten Werten bleibt. Eine Untersuchung der letztgenannten Dünnschliffe ergab denn auch, daß der Canadabalsam, obschon seit ihrer Herstellung ein Zeitraum von über zwei Jahren verstrichen war, unter dem Deckgläschen noch von zähflüssiger Konsistenz war. Die Tatsache, daß Canadabalsam, der durch ein Deckgläschen gegen die Einwirkung der Luft geschützt ist, seine ursprüngliche Konsistenz und Lichtbrechung geraume Zeit bewahrt, hat bereits Wülfing an Schliffen des Heidelberger Instituts festgestellt, die sogar nach 40 Jahren noch klebrige Konsistenz und niedrige Lichtbrechung des Canadabalsams unter dem Deckgläschen oder unter einer Kruste von Balsam zeigten (l. c. p. 16).

Über das Brechungsvermögen des Kolloliths wurde eine Reihe von Untersuchungen angestellt, deren Ergebnisse im folgenden mitgeteilt seien. Der benutzte Kollolith wurde von der Firma Voigt & Hochgesang, Göttingen, bezogen.

Versuchsreihe I. Harter ungelöster Kollolith.

Der Kollolith wurde in der vorgeschriebenen Weise im Siedethermostaten auf 150—155° C erwärmt und die flüssige Substanz auf die Halbkugel des Totalreflektometers getropft. Die Beobachtungen sind in nachstehender Tabelle wiedergegeben.

Die Erhitzungstemperatur ist insofern von Bedeutung, als bei Temperaturen über 200° eine Veränderung des Kolloliths und damit seiner physikalischen Eigenschaften eintritt. Abkühlung und Hartwerden des Kolloliths erfolgen sehr rasch. Der endgültige Wert des Brechungsexponenten für die jeweils bestehende (Ablesungs-) Temperatur ist bereits nach 20 Minuten etwa erreicht. Er besitzt eine bemerkenswerte Konstanz bei den Kollolithproben aus verschiedenen Tuben. Wiederholtes Schmelzen beeinträchtigt die Eigenschaften des Kolloliths, insbesondere sein Brechungsvermögen, nicht.

Versuch No.	Erhitzungs-temperatur	Ablesung erfolgte nach Stunden	Ablesungs-temperatur	Ablesung am Totalreflektometer	Brechungs-exponent	Bemerkungen
1	150°	16	12°	58° 45′	1,5335	Kollolith aus ein u ders. Tube
2	150	5	12	58 45	1,5335	
3	155	1	12	58 45	1,5335	
4	155	16	12	58 45	1,5335	Kollolith aus einer 2 Tube
5	155	½	12	58 45	1,5335	
6	154	1	12	58 45	1,5335	Kollolith aus einer 3. Tube
7	154	6	12	58 45	1,5335	
8	156	½	9	58 48	1,5343	Kollolith aus einer 4. Tube
9	156	½	29	58 29	1,5292	

Aus den Messungen 8 und 9 ergibt sich für die Änderung des Brechungsexponenten bei 1° Temperaturänderung der Wert $\frac{dn}{dt} = 0{,}00032$. Bei Canadabalsam fand Wülfing hierfür $\frac{dn}{dt} = 0{,}00033$. Unter Benutzung des ermittelten Wertes berechnet sich der Brechungsexponent für harten, ungelösten Kollolith bei 18° C zu 1,5316, wenn man von dem für 12° geltenden Wert 1,5335, zu 1,5314, wenn man von dem für 9° beobachteten Wert 1,5343 ausgeht. Der von Voigt & Hochgesang für harten Kollolith angegebene Wert 1,5354 bei 18° C ist demnach sicher zu hoch, er beträgt für diese Temperatur vielmehr 1,5315 ± 1.

Versuchsreihe II.

Kollolith in Xylol gelöst, unbedeckt an freier Luft stehend.

Eine geringe Menge dieses Kolloliths wurde in ein auf die Halbkugel des Totalreflektometers aufgesetztes abgeschliffenes, offenes Glasröhrchen gebracht und die Änderung des Brechungsexponenten beobachtet. Da beim 1. Versuch die genaue Beobachtung der jeweiligen Temperatur versäumt wurde, mußte der Versuch wiederholt werden. Der 2. Versuch wurde, da das Ergebnis das des 1. Versuchs bestätigte, bereits nach wenigen Tagen abgebrochen. Der Kürze halber sind nur die Beobachtungen aufgeführt, die Änderungen im Brechungsvermögen feststellten. Beobachtet wurde alle 24 Stunden.

Die Betrachtung der beiden Beobachtungsreihen lehrt folgendes:

1. Die Zunahme des Brechungsexponenten erfolgte bei dem ersten Versuch wesentlich langsamer als beim zweiten. Die Ursache hierfür ist darin zu suchen, daß beim zweiten Versuch die Substanz nur gerade die Oberfläche der Halbkugel im Glasröhrchen bedeckte, beim ersten aber im Glasröhrchen etwa 2—3 mm hoch stand. Es

Versuch 1.

Beobachtung nach Tagen	Temperatur	Ablesung am Totalreflektometer	Brechungsexponent	Bemerkungen
0	ungefähr 16°	57° 52′	1.5190	
1	—	58 13	1.5248	
2	—	58 20	1,5267	
3	—	58 21	1.5270	
4	—	58 22	1,5274	
5	—	58 21	1.5278	
7	—	58 25	1,5281	
9	—	58 26	1,5284	
11		58 29	1,5287	Offenbar stärkere
12	—	58 29	1,5292	Temperatur-
13	—	58 31	1,5297	änderung
18	—	58 32	1,5300	
20	—	58 34	1.5305	
24	—	58 36	1.5311	
28	—	58 38	1,5316	
29	—	58 40	1.5322	Temperatur-
30	—	58 41	1,5325	änderung
31	—	58 42	1,5327	
34	—	58 43	1,5330	
36	—	58 44	1,5332	
38	6°	58 45	1.5335	
39	—	58 46	1,5338	Temperatur-
40	—	58 47	1,5341	änderung
45	5°	58 48	1.5343	
bis 50	—	keine Änderung		

Versuch 2.

Beobachtung nach Tagen	Temperatur	Ablesung am Totalreflektometer	Brechungsexponent	Bemerkungen
0	12°	58° 7′	1,5231	
1	12	58 46	1,5338	
2	12	58 47	1,5341	
3	12	58 47,5	1,5342	
5	12	58 48	1,5343	

bildete sich in diesem Falle durch rascheres Verdunsten an der Oberfläche eine Haut, die das weitere Verdunsten der tieferen Partien beträchtlich erschwerte. Die Fortdauer der Steigerung des Brechungsvermögens ist zum großen Teil der allmählich sinkenden Außentemperatur zuzuschreiben. Diese Auffassung wurde dadurch bestätigt, daß ein Ansteigen der Temperatur um 2—3° eine Abnahme des Brechungsexponenten zur Folge hatte, daß derselbe jedoch anstieg ohne Rücksicht auf die gestiegene Temperatur, als die Oberflächenhaut mit einer Nadel mehrmals durchstoßen wurde. Die anfängliche Zunahme des Brechungsexponenten geschieht außerordentlich rasch entsprechend einer raschen Verdunstung des Xylols.

2. Die zeitweise rascheren Änderungen im Verlauf von Versuch 1 (11.—13., 28.—30., 38.—40. Tag) zeigen offenbar eine jeweilige Abnahme der Außentemperatur an, die ja im dritten Falle auch beobachtet wurde.

3. Unter Luftabschluß (Oberflächenhaut) ändert sich das Brechungsvermögen nicht mehr durch Verdunsten, sondern nur noch infolge Änderung der Temperatur. Aus dem Normalwert 1,5335 bei 12° müßte für 5° der Wert 1,5357 folgen. Dieser Wert wird aus dem obengenannten Grunde nicht erreicht. Analog hiermit ist das Verhalten im Dünnschliff, wo der Kollolith durch das Deckgläschen sowie durch die Bildung einer randlichen Kruste so gut wie luftdicht abgeschlossen ist. Ein Gleiches gilt naturgemäß für Canadabalsam, wenn solcher, wie es wohl häufig geschieht, gelöst zum Eindecken der Schliffe verwendet wird. So erklären sich die von Wülfing und von mir gemachten Beobachtungen, daß das Eindeckungsmaterial nach Jahresfrist, ja sogar nach 40 Jahren noch zähflüssige oder klebrige Konsistenz besitzt. Es ist dabei sehr wohl möglich, daß die Brechungsexponenten noch wesentlich unterhalb der bisher angegebenen niedrigsten Werte bleiben, wie das in den von mir untersuchten Schliffen der Fall war, wo der Kollolith auch nach zwei Jahren unzweifelhaft einen niedrigeren Brechungsexponenten als 1,5243 besaß.

4. Im Versuch 2 erfolgte rasche Zunahme des Brechungsvermögens des Kolloliths. Der Normalwert 1,5353 für 12° wird rasch überschritten. Ein Kontrollversuch bestätigte dieses Verhalten. Es findet, da die Luft zu allen Teilen der Substanz gleichmäßig Zutritt hat, seine Erklärung sehr wahrscheinlich darin, daß chemische Veränderungen (Oxydation) eintreten, die das Brechungsvermögen stark beeinflussen.

Versuchsreihe III.

Kollolith in Xylol gelöst, mit Deckgläschen bedeckt.

Diese Versuchsbedingungen geben am vollkommensten die Verhältnisse beim Dünnschliff wieder. Es wurden zwei Versuche ausgeführt. Der Kollolith war in beiden Fällen mit kreisrundem Deck-

gläschen bedeckt, dessen Durchmesser beim ersten Versuch 18 mm, beim zweiten 10 mm betrug. Ein Größerwerden der bedeckten Fläche begünstigt naturgemäß die Verzögerung im Steigen des Brechungsexponenten. Ablesung erfolgte wieder alle 24 Stunden, Aufzeichnung der Ablesungen nach den ersten Tagen nur, soweit Änderungen des Brechungsexponenten festgestellt wurden.

Versuch 1.

Ablesung erfolgte nach Tagen	Temperatur	Abgelesener Winkelwert	Brechungs-exponent	Tägliche Änderung
0	9°	58° 20′	1,5267	0,0014
1	8,5	58 25	1,5281	0,0000
2	8,5	58 25	1,5281	0,0003
3	8	58 26	1,5284	0,0000
4	8	58 26	1,5284	durchschnittl. 0,0000
5—13	8	58 27	1,5287	

Versuch 2.

Ablesung erfolgte nach Tagen	Temperatur	Abgelesener Winkelwert	Brechungs-exponent	Tägliche Änderung
0	12°	58° 10′	1,5240	0,0017
1	12	58 16	1,5257	0,0013
2	13	58 19	1,5264	0,0009
3	12	58 22	1,5273	0,0002
4	12	58 23	1,5275	0,0000
5	12	58 23	1,5275	0,0003
6	12	58 24	1,5278	0,0003
7	12	58 25	1,5281	0,0000
8	12	58 25	1,5281	0,0003
9	12	58 22	1,5284	0,0003
10	11,5	58 27	1,5287	durchschnittl. 0,00004
14	11	58 28	1,5289	
19	10	58 30	1,5295	
20	10	58 30.5	1,5296	
24—40	10	58 31	1,5298	

1. Der Brechungsexponent steigt demnach bei annähernd konstanter Temperatur erheblich langsamer als in der II. Versuchsreihe.

2. Er erreicht nicht dieselben Werte wie dort und bleibt im Gegensatz zum Verhalten an freier Luft erheblich unterhalb des Normalwertes (1,5348 bei 8°, 1,5341 bei 10°).

3. Das Brechungsvermögen für gelösten Kollolith ist von vornherein in den einzelnen Tuben verschieden, wie die Versuche der II. und III. Versuchsreihe lehren. Es wird bestimmt durch den Grad der Verdünnung.

4. Vom Grad der Verdünnung des Ausgangsmaterials ist gleichfalls abhängig der jeweilige Endwert des Brechungsexponenten. Je dünnflüssiger das Ausgangsmaterial beim Eindecken ist, desto niedriger wird dieser bleiben. Er ist gleichfalls abhängig von der Art des Verdünnungsmittels. Je leichter dieses verdunstet, desto rascher wird derselbe steigen. Sein Verhalten wird schließlich beeinflußt von der Menge Kollolith, die man zum Eindecken auf den Schliff tropft, und an deren Oberfläche sich rasch eine Haut bildet, die das Innere mehr oder weniger vor Verdunsten schützt.

5. Die Änderung des Brechungsexponenten mit der Temperatur ist beim verdünnten Kollolith die gleiche wie beim harten $\frac{dn}{dt} = 0{,}00032$. Es wurde dies im Anschluß an den 2. Versuch der II. Reihe durch Erwärmen auf 19^{0} festgestellt. Der Brechungsexponent war alsdann 1,5251.

Für die praktische Verwendung der verschiedenen Substanzen zum Eindecken von Dünnschliffen ergibt sich aus den vorstehenden Ausführungen folgendes: Die Anwendung verdünnten Kolloliths und Canadabalsams verbietet im allgemeinen die Heranziehung des Einbettungsmittels als Vergleichswert für die Bestimmung der Brechungsverhältnisse der Mineralien im Dünnschliff. Sie ist nur unter gewissen Vorsichtsmaßregeln hierfür brauchbar. Aber selbst dann entbehren solche Bestimmungen stets der wünschenswerten Zuverlässigkeit und Genauigkeit. Als erste Vorsichtsmaßregel ist die Bestimmung des Brechungsexponenten für jede neue Tube vor der erstmaligen Ingebrauchnahme unerläßlich. Bei normal raschem Verlauf des Eindeckens und bei Verwendung einer stets ungefähr gleichen Substanzmenge muß der jeweils ermittelte Wert um einen bestimmten Betrag erhöht werden. Dieser läßt sich leicht feststellen, wenn man die Änderung des Brechungsexponenten innerhalb der ersten 24 Stunden für die betreffende Tube Kollolith oder Canadabalsam beobachtet. In den beiden Versuchen der III. Versuchsreihe beläuft sich dieser Betrag auf 0,0014 bezw. 0,0017. Er dürfte unter normalen Verhältnissen 0,0015 nicht oder nicht wesentlich überschreiten. Bei der Herstellung verdünnten Kolloliths bezw. Canadabalsams ist seitens der Firmen ein Hauptaugenmerk darauf zu richten, daß der Grad der Verdünnung möglichst gleich bleibt (etwa entsprechend einem Brechungsexponenten 1,5260). Dies würde wesentlich zur Sicherstellung eines bestimmten mittleren Wertes beitragen. Der Vorteil leichten Eindeckens, den möglichst stark verdünnte Substanz unzweifelhaft bietet, müßte hierbei zurückgestellt werden.

Am zweckmäßigsten wäre ohne Zweifel die Vermeidung gelöster oder verdünnter Einbettungsmittel überhaupt und ausschließliche Verwendung des harten Materials auch zum Eindecken, dessen Brechungsvermögen, wie wir gesehen haben, in hohem Grade konstant ist. Die Schwierigkeit eines solchen Verfahrens liegt darin, daß z. B. der durch Erhitzen verflüssigte Kollolith außerordentlich rasch erstarrt, und daß die Schliffe, sobald eine gewisse Zähflüssigkeit eingetreten ist, beim Aufdrücken des Deckgläschens zerreißen. Dasselbe ist der Fall, wenn man den Schliff, um das Eintreten der Zähflüssigkeit möglichst zu verzögern, auf dem Thermostaten erwärmt, da hierbei auch der Kollolith, mittelst dessen der Schliff auf dem Objektträger aufgekittet ist, erweicht und den Schliff nicht mehr auf dem Objektträger festhält. Bei vorsichtigem schwachen Anwärmen des Schliffs und raschem Auflegen des Deckgläschens erwies sich dies Verfahren bei den weniger empfindlichen Schliffen fester Gesteine indessen als durchführbar.

Zusammenfassung.

1. Der Brechungsexponent des harten Kolloliths (Normalwert) ist wesentlich niedriger als der in den Beschreibungen der Firmen und auf den Tuben angegebene Wert (1,5354 bei 18° für Na-Licht). Er beträgt 1,5335 bei 12° C, 1,5343 bei 9° C für Na-Licht und ändert sich nicht bei wiederholtem Erwärmen, sobald Temperaturen von 150—160° C dabei nicht überschritten werden. Seine Änderung pro Grad Celsius ist $\frac{dn}{dt} = 0,00032$. Hieraus folgt für 18° C der Wert 1,5315.

2. Der Brechungsexponent der zum Eindecken von Dünnschliffen benutzten Substanzen (Kollolith oder Canadabalsam) kann wesentlich niedriger sein als die Normalwerte (d. i. Werte der nicht gelösten Materialien), wesentlich niedriger auch als der niedrigste für Canadabalsam bisher festgestellte Wert 1,533 (Wülfing), wenn (in Alkohol, Xylol oder dergl.) gelöste Substanz zum Eindecken verwendet wird. In einer Serie untersuchter, von der Firma Voigt & Hochgesang, Göttingen, angefertigter Schliffe erwies sich derselbe z. B. sogar noch niedriger als $\alpha = 1,5243$ des Anorthoklas. Es ist dies in erster Linie eine Folge des durch Deckgläschen und randliche Haut- und Krustenbildung stattfindenden Luftabschlusses, der ein Verdunsten des Lösungsmittels verhindert. Außerdem ist der Wert noch abhängig vom Ausgangswert, von der Art des Lösungsmittels, von der Menge des angewandten Materials und von der Größe der eingedeckten Fläche. Die Änderung mit der Temperatur beträgt gleichfalls 0,0003 pro Grad Celsius.

3. Die Verwendungsmöglichkeit des Einbettungsmittels zur Bestimmung des relativen Brechungsvermögens der Mineralien im Dünnschliff erfährt eine wesentliche Einschränkung, wenn dasselbe durch

irgend ein Lösungsmittel verdünnt angewendet wird. Sie kann, freilich ohne absolute Genauigkeit und Zuverlässigkeit, dann erfolgen, wenn das Brechungsvermögen und seine Änderung innerhalb etwa 24 Stunden jeweils bekannt ist, wenn das Auflegen des Deckgläschens möglichst rasch erfolgt, und wenn die Firmen darauf Wert legen, einen möglichst gleichmäßigen Grad der Verdünnung zu erzielen.

4. Die Verwendung unverdünnter Substanz (z. B. Kollolith hart) auch zum Eindecken der Schliffe ist nach Möglichkeit durchzuführen. Hauptbedingung für eine weitgehende Konstanz des Brechungsexponenten derselben bleibt natürlich die Kontrolle der Erhitzungstemperatur bei der Verflüssigung. Überschreitet diese beim Kollolith z. B. 160° wesentlich, so wird auch hier die Konstanz des Brechungsexponenten beeinträchtigt.

Fauna und Gliederung des Neocoms in der argentinischen Kordillere.

Von **H. Gerth** in Bonn.

Im Jahre 1913 veröffentlichte ich in den Monatsberichten der deutschen geologischen Gesellschaft einen kurzen Bericht über meine Untersuchungen in der Kordillere des südlichen Mendoza zwischen dem Rio Diamante (34° 30′ s. Br.) und dem Rio Grande (35° 50′ s. Br.). Dort gab ich auch in großen Zügen einen Überblick über die Gliederung der so fossilreichen Ablagerungen an der Jura-Kreidegrenze. Reiche Ammonitenfaunen sind schon gegen Ende des vorigen Jahrhunderts aus diesen Schichten nach den Aufsammlungen Bodenbender's durch Behrendsen [1] und Steuer [2] beschrieben worden. Doch war das Material nicht genau nach Horizonten gesammelt, oder doch offenbar durcheinander gekommen, ehe es in die Hände der Beobachter gelangte. Dies trug wohl mit dazu bei, daß Steuer alle Fossilien aus diesen Schichten als oberjurassische beschrieb, während sie in Wirklichkeit, wie wir sehen werden, zum größten Teil dem Neocom angehören. Die fossilreiche Vertretung auch des Neocoms in diesen Teilen des Gebirges ist zuerst durch Burckhardt [3] nachgewiesen worden, dem wir das erste zusammenfassende

[1] Zeitschr. d. deutsch geol. Ges. 1891 u. 92.

[2] Argentinische Juraablagerungen. Paläontol. Abhandl. Jena 1897.

[3] Profils géologiques transversaux de la Cordillère argentino-chilienne. Annales Museo de la Plata 1900, und Beiträge zur Kenntnis der Jura- und Kreideformation der Kordillere. Palaeontogr. 50. 1903.

Bild über den geologischen Anfbau der Anden in diesen Breiten verdanken. In jüngerer Zeit sind dann durch HAUPT[1] und DOUVILLÉ[2] Fossilien aus den in Rede stehenden Ablagerungen, allerdings aus dem weiter südlich gelegenen Territorium Neuquen, beschrieben worden. Leider hat DOUVILLÉ das ihm ohne stratigraphische Notizen überlieferte Material zu ähnlichen Trugschlüssen verleitet wie STEUER. Inzwischen haben KILIAN[3] und UHLIG[4], die sich mit der Erforschung gleichalteriger Ablagerungen in anderen Gegenden befaßten, erkannt, daß die von STEUER beschriebenen Ammoniten z. T. jünger sind. als von diesem Autor angenommen wurde und eine Umdeutung der von ihm beschriebenen Arten vorzunehmen versucht. Wenn ich nun, neben der Beschreibung zahlreicher neuer, noch einmal zu einer solchen teilweisen Umdeutung der STEUER'schen Formen schreiten muß, so glaube ich doch gegenüber meinen Vorgängern den Vorteil für mich beanspruchen zu können, mich dabei auf ein zahlreiches und gut erhaltenes Material zu stützen. Dieses wurde von mir selbst, genau nach Horizonten geordnet, z. T. an den gleichen Fundpunkten gesammelt, von denen STEUER's Material stammte. Eine wertvolle Ergänzung fanden meine Aufsammlungen durch Suiten von Versteinerungen, die KEIDEL am Chacay Melehué in Neuquen und WINDHAUSEN noch weiter südlich am Cerro Lotena und Arroyo Covunco gesammelt hatten. Genaue Profile der Schichtentwicklung an den beiden letztgenannten Fundpunkten hat WINDHAUSEN[5] schon 1914 veröffentlicht. Nachdem er dann während des Krieges neue Aufsammlungen gemacht und auch mit der Bestimmung des Materials in Buenos Aires begonnen hat, gab er 1918[6] eine Übersicht über die Stratigraphie des Neocoms. WINDHAUSEN ging dabei von den ihm allein bekannten, küstennahen und vielfach nicht cephalopodenreich entwickelten Ablagerungen in Neuquen aus und versuchte die von mir für das nördliche Gebiet aufgestellte Gliederung seinen Ergebnissen anzupassen. Wenn ich nun in manchen Einzelheiten zu anderen Resultaten komme, so erklärt sich dies vor allem daraus, daß mir ein reichhaltigeres Ammonitenmaterial und genaue Profile aus beiden Gebieten vorlagen. Die Durcharbeitung des Ammonitenmaterials aus den Neocomschichten habe ich im vergangenen Winter abgeschlossen,

[1] N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XXIII. 1907.

[2] Cephalopodes argentins. Mém. Soc. Géol. de la France. Pal. **17**. 1910.

[3] Lethaea geognostica. Palaeocretacicum.

[4] Fauna der Spitischiefer. Denkschr. Akad. d. Wiss. Math.-nat. Kl. **85**. Wien 1910, u. a. O.

[5] Contribución al conocimiento geológico de los territorios del Rio Negro y Neuquén. Annales Ministerio de Agricultura, Sección Geología etc. **10**. Buenos Aires 1914.

[6] Estratigrafía del Neocomiano en la Cordillera argentina. Bolet. Acad. Nac. Cienc. Cordoba. **23**. 1918.

da aber bei den gegenwärtigen Verhältnissen die Veröffentlichung einer paläontologischen Monographie in absehbarer Zeit nicht möglich sein wird, will ich hier wenigstens die Ergebnisse, besonders insofern diese für die Gliederung des Schichtenkomplexes von Wichtigkeit, kurz mitteilen, zumal ich glaube, daß ihnen auch ein allgemeineres Interesse zukommen dürfte [1]. Zum erstenmal ist hier eine ins einzelne gehende Gliederung der Grenzschichten zwischen Jura und Kreide durchgeführt und somit eine sichere Basis geschaffen für Studien über die Entwicklung der Cephalopodenfauna des Paläocretaceums der Südhalbkugel [2].

[1] Leider war es mir noch nicht möglich, die Originale von Steuer und Behrendsen in Göttingen zu vergleichen. Auch lasse ich bei diesen Ausführungen die Arten Steuer's, von denen mir kein Material vorliegt, außer Betracht, da ihre generische Stellung erst durch Untersuchung der Originale klargestellt werden muß. Daß unsere Kenntnis dieser reichhaltigen Faunen noch lange keine vollständige ist, erhellt daraus, daß ich an denselben Fundstellen, von denen Steuer's großes Material stammte, 25 neue Arten sammelte, 30 der schon von Steuer beschriebenen Arten wiederfand, während etwa 15 der Steuer'schen Arten in meinem Material zu fehlen scheinen.

[2] Der Mangel an Zeit und das nahezu vollständige Fehlen von Vergleichsmaterial aus gleichalterigen Schichten ermöglichte es mir leider nicht, mich bei allen Formen in Studien über ihre Verwandtschaftsbeziehungen einzulassen, zumal diese immer mehr auf langwierige Untersuchungen über die Entwicklung der Sutur und der Schalenskulptur hinauslaufen, obwohl das individuenreiche und gut erhaltene Material sehr dazu einlädt. Ich habe die Formen, wenn irgend möglich, in die bestehenden Gattungen eingereiht, deren Abgrenzung allerdings vielfach noch eine recht unsichere ist. War mir die Zugehörigkeit der Form zu der betreffenden Gattung fraglich, so habe ich das durch ein Fragezeichen zum Ausdruck gebracht; einige Formen führe ich noch unter der alten Bezeichnung *Hoplites* an, da sie sich in keine der bestehenden Gattungen einreihen ließen. In letzter Zeit ist vielfach vor allzugroßer Spezialisierung bei der Beschreibung der Ammonitenschalen gewarnt und geraten worden, mehr von einer Trinomenklatur Gebrauch zu machen, ohne daß für diese bis jetzt bestimmte Regeln aufgestellt wären. Auch ich habe von derselben Gebrauch gemacht, aber vielleicht weniger als es manchem wünschenswert erscheinen möchte. Ich ließ mich dabei von folgenden Gesichtspunkten leiten: Die Identifizierung mit einer aus einer anderen Gegend beschriebenen Art ist, wenn nicht die Originale selbst verglichen werden können, in vielen Fällen unsicher; es wird dann aber viel weniger Unheil durch einen neuen Namen angerichtet, der eventuell später wieder ausgemerzt wird, als durch eine falsche Identifizierung Stimmte eine argentinische Form mit einer aus einer anderen Gegend schon bekannten bis auf ganz geringfügige Unterschiede, die nicht zur Aufstellung einer neuen Art berechtigten, überein, so habe ich sie unter dem Namen der bekannten Art unter Hinzufügung von forma *argentina* oder *andina* angeführt, wenn sich nicht bestimmt nachweisen ließ, daß die Form in Argentinien in demselben Horizont liegt, aus dem sie an der anderen Lokalität zuerst be-

Zur allgemeinen Orientierung über den geologischen Bau und die Stratigraphie des Mesozoicums in dem in Betracht kommenden Abschnitt der Kordillere verweise ich auf meine eingangs zitierte Mitteilung und einen ausführlicheren von Profilen begleiteten Aufsatz, der demnächst erscheinen wird. Bekanntlich erfolgte im oberen Jura in der argentinischen Kordillere eine neue Transgression des andinen Geosynklinalmeeres gegen Osten über den die Küste bildenden Rand des brasilianisch-afrikanischen Kontinents. Diese Transgression bringt die andine Virgatitenfauna mit, die zuerst durch Burckhardt bekannt wurde. In ihr kommen neben zahlreichen den Virgatosphincten der Spiti Shales in Indien nahestehenden Formen auch solche vor, die sich mehr den echten Virgatiten Rußlands nähern, ohne jedoch vollkommen mit ihnen ident zu sein. Diese interessante, ausschließlich aus Perisphinctiden gebildete Fauna ist auf eine wenige Meter mächtige Schicht beschränkt. In den darüber folgenden 30—40 m mächtigen Geodenmergeln tritt an ihre Stelle eine ganz neue Fauna mit überwiegend mediterranem Gepräge *(Neumayria, Haploceras, Aspidoceras, Simoceras, Aulacosphinctes)* von mitteltithonischem Alter. Über diesem Komplex folgt, durch etwa 15 m fossilleere blättrige Schiefer getrennt, eine äußerst fossilreiche Schichtfolge, die sich ohne Unterbrechung der Fossilführung bis ins höhere Neocom hinaufzieht und schließlich von den roten Sandsteinen der mittleren und oberen Kreide überlagert wird. Nach der petrographischen Beschaffenheit kann man eine untere Abteilung von einer oberen, im Gelände stärker hervortretenden, unterscheiden. Die untere, im Durchschnitt etwa 60 m mächtige, besteht aus dunklen, tonigen Mergeln, in die in bald größeren bald kleineren Abständen Kalkbänke eingeschaltet sind, die sich vielfach in große, linsenförmige Geoden auflösen. Die obere Abteilung, die bis über 150 m mächtig werden kann, besteht aus festeren, schiefrig-plattigen Mergeln von hellerer Farbe, in die an der Basis auch noch einzelne Kalkbänke eingelagert sind In meiner vorläufigen Mitteilung habe ich die untere Schichtgruppe als Berriasien, von der oberen das Valanginien und Hauterivien umfassenden abgetrennt. Die Untersuchung der Cephalopodenfauna hat nun ergeben, daß man in den Grenzschichten zwischen Jura und Kreide[1], dem Berriasien von Toucas, in den

---

schrieben wurde. Dann kann es sich nämlich ebensogut um eine zeitlich verschiedene, vertikale Mutation, als um eine gleichzeitige horizontale Varietät handeln. Die Bezeichnung Varietät habe ich nur angewandt, wenn die abweichende Form nachweislich aus derselben Schicht stammt wie die Stammform.

[1] In der Kordillere zuerst von Burckhardt so genannt. Palaeontogr. 1903. p. 109. — Fauna of the Spiti Shales. Palaeontogr. Indica. Ser. XV. 9. 1903. — Der Gattungsname *Blanfordia* ist schon von Duncan (Sind fossil Corals. Palaeontogr. Indica. Ser. XIV. 1. 1880) für eine Koralle

Anden geradeso wie im Rhonegebiet eine untere Stufe unterscheiden kann, die noch dem Tithon zuzurechnen ist, und eine obere, die schon dem Valanginien angehört (vgl. d. Tabelle am Schlusse d. Aufs.).

Oberstes Tithon, Zone der *Berriasella mendozana* Behr. Der untere Komplex wird besonders durch das massenhafte Auftreten primitiver Hopliten aus der Verwandtschaft der *B. Köllickeri* Opp. charakterisiert. Während die typisch argentinische Form der *B. Köllickeri* Opp., wie sie Haupt beschrieben hat, offenbar nur in der Litoralzone im Süden vorkommt, wird sie weiter im Norden durch *B. mendozana* Behr. vertreten. Diese Art, von der ganze Gesteinsbänke erfüllt sind, variiert ungemein in bezug auf Form der Windungen und Dichte der Berippung. Eine ganze Reihe der von Steuer beschriebenen Arten gehört in diesen Formenkreis, so die als *Hoplites Wallichi* Gray bestimmten Stücke, die, wie schon Uhlig und Boehm konstatierten, nichts mit der indischen Art zu tun haben, ferner *H. vetustus* Steu. und *subvetustus* Steu. Auch *Berriasella subcallisto* Touc. bei Steuer und *B. Oppeli* Kil. schließen sich hier an. Die verwandtschaftlichen Beziehungen dieses Formenkreises bedürfen noch der Klärung, Kilian zieht *B. Köllickeri* Opp. zu *Himalayites*, doch scheinen sie mir den von Uhlig als *Blanfordia* abgeschiedenen Arten noch näher zu stehen. Neben diesen Formen kommt *Berriasella callistoides* Behr., die andine Form des *A. callisto* d'Orb., in der Zone vor, geht aber gerade wie die Stammform im Mediterrangebiet in das Valanginien hinauf. Eine ähnliche neue Art mit viel dichter stehenden Rippen ist für die tiefsten Bänke bezeichnend (*Berriasella densecostata* n. sp.). Daneben stellen sich aber auch schon Formen ein, die dem *A. occitanicus* Pict. sehr nahe stehen. Sie bilden im argentinischen Berriasien eine besondere Gruppe, die durch flache engnabelige Gehäuse mit hohen Windungen und geschwungenen Rippen ausgezeichnet ist, die sich erst auf der äußeren Hälfte der Windungen gabeln, weshalb ich sie vorläufig an *Thurmannia* anschließe. In verschiedenen Horizonten des argentinischen Berriasien stellt sie sich immer wieder mit neuen Arten ein. In der in Rede stehenden tiefsten Zone ist sie durch *Th. Kayseri* Steu. sp. vertreten und eine ähnliche Form, die kaum von *A. occitanicus* Pict. verschieden ist. Neben diesen neuen Formen finden sich gewissermaßen als Relikte aus den tieferen Schichten des Tithon und gelegentlich noch ganze Bänke erfüllend mehrere Arten des Genus *Aulacosphinctes* (*A. saladensis* n. sp., *proximus* Steu. sp., *mangaensis* Steu. sp.). Äußerst interessant ist dann noch das Vorkommen der Gattung *Kossmatia*, von der ein Vertreter vollkommen mit *K. desmidoptycha* Uhl. aus den Spiti Shales Indiens übereinstimmt, während

aus dem Tertiär Indiens gebraucht worden, ich schlage für die primitiven Hopliten des Himalaya die Bezeichnung *Uhligites* vor.

die andere Form eine ähnliche neue Art mit nur ganz schwacher Rippenskulptur ist (*K. laevis* n. sp.). Schließlich ist noch das vereinzelte Auftreten eines *Lytoceras* in diesen Schichten zu erwähnen. Während die Fauna der tieferen Abteilung des Tithon einen fast rein mediterranen Habitus zeigte, treffen wir nun hier eine Mischung mediterraner und indischer Anklänge. Die Haploceraten sind vollkommen, die Aspidoceraten bis auf ganz vereinzelte Vorkommen verschwunden und der Fauna ist durch das plötzliche und massenhafte Auftreten primitiver Hopliten ein neuer Charakter gegeben. Im Süden in Neuquen wird dieser Komplex durch Kalke vertreten, die neben der schon erwähnten *Berriasella Köllickeri* Opp. eine Fülle verschiedenartiger Aulacosphincten enthalten. Der abweichende faunistische und petrographische Habitus ist wohl dadurch bedingt, daß die Schichten dort in flacherem Wasser und in größerer Küstennähe abgelagert wurden.

Unteres Valanginien, Zone des *Steueroceras Koeneni* Stef. sp. Die Fauna dieses Schichtenkomplexes läßt keinen Zweifel mehr daran aufkommen, daß er bereits der unteren Kreide angehört. Die Aulacosphincten sind vollständig verschwunden, die Hopliten zeigen dagegen eine deutliche Weiterentwicklung und Entfaltung. Gleich an der Basis des Komplexes finden wir eine Reihe höchst merkwürdiger Formen, die sich in ihren Jugendstadien eng an verschiedene *Berriasella*-Arten anschließen. Später treten aber bei ihnen starke Knotenbildungen auf den Flanken und dem Externteil auf, während Nabelknoten vollkommen fehlen; doch stellt sich die Knotenbildung nicht auf allen Rippen gleichmäßig ein. *B. spinulosa* n. sp. schließt sich an *B. Oppeli* Kil. an und ist durch in größeren Abständen auftretende spitze Knoten auf den Flanken ausgezeichnet, in denen sich die Rippen in zwei oder später auch in drei Äste teilen, von denen jedesmal der vorderste auf der Externseite wieder geknotet ist, während die anderen Äste sowie die ungeteilten Rippen dort keine deutlichen Knoten tragen. *B. alternans* n. sp. schließt sich an *B. mendozana* Behr. an. Die entfernt stehenden Rippen spalten sich zum größten Teil in Flankenknoten, auf der Externseite trägt aber nur der hintere der beiden Äste einen starken Knoten *B. inaequicostata* n. sp. ist eine engnabeligere Form, die zwar im Alter eine ähnliche Knotenskulptur besitzt, sich aber durch die namentlich auf den hohen Jugendwindungen viel dichter stehenden Rippen eher an *B. callistoides* Behr. anschließt. Die ungleichmäßige Entwicklung der Externknoten auf den Ästen der Spaltrippen haben alle diese Formen mit *B. Köllickeri* Opp. und den mexikanischen Formen gemein, die Burckhardt in der Gattung *Durangites* zusammenfaßte. Die verschiedene Beschaffenheit ihrer inneren Windungen läßt aber nicht daran zweifeln, daß sie an ganz verschiedene, ungeknotete *Berriasella*-Formen anzuschließen sind. Neben

diesen interessanten Arten sind die tiefsten Schichten ausgezeichnet durch das massenhafte Auftreten des *Hoplites Burckhardti* M.-Eym., einer ebenfalls sehr charakteristischen Form mit entfernt stehenden einfachen Rippen und länglichen, schrägen Knoten zu beiden Seiten der breiten Externseite. Sie wurde von Uhlig an *Neocomites* angeschlossen, scheint sich mir jedoch von allen übrigen Formen dieses Genus zu entfernen. Höher oben treffen wir noch typische Berriasellen, wie *Berriasella callistoides*, die an der oberen Grenze des Komplexes von neuem auftritt und *B. Beneckei* Steu. sp. Daneben stellen sich wieder Arten ein, die ich vorläufig an das Genus *Thurmannia* anschließe, wie *Th. Duraznensis* n. sp. und *Th. discoidalis* n. sp., eine große flache engnabelige Form und schließlich auch der *Th. Thurmanni* Pict. sehr nahe stehende Vertreter. Was aber den Schichtkomplex besonders auszeichnet, ist einmal das Auftreten der gleich zu schildernden Spiticeraten und einer neuen Gruppe von ? Hopliten, die ich mit Burckhardt unter dem Namen *Steueroceras* zusammenfasse, mit *St. Koeneni* Steu. sp. als Typus, dem Leitfossil des Infravalanginien in der argentinischen Kordillere. Dieser interessante Formenkreis in der Fülle der von Steuer als *Odontoceras* beschriebenen Gestalten, umfaßt hochmündige Arten mit *Neocomites*-artiger Berippung. Über die breite gerundete Externseite setzen die Rippen ohne Knotenbildung und vielfach auch ohne deutliche Unterbrechung hinweg. Das auch aus Mexiko bekannte Genus ist offenbar für das Valanginien der Kordillere typisch, und scheint sich mir noch näher an *Kossmatia* Uhl.[1] als an *Neocomites* anzuschließen. Manche der argentinischen Formen lassen Zweifel daran aufkommen, ob man sie dem einen oder anderen Genus zurechnen soll (*Steueroceras Koeneni* Steu. sp., *St. Koeneni* Steu. sp. var. *fasciata* Steu., *St. striolatissimum* Steu. sp., *St. Steueri* n. sp.). Zu diesen so mannigfaltigen Vertretern der Hoplitiden gesellen sich nun einige nicht minder interessante Formen der Holcostephaniden. Zunächst zwei neue involute Formen des Genus *Spiticeras* mit nach außen stark verschmälertem Windungsquerschnitt. Diese Zuschärfung gegen den schmalen Rücken ist bei *Sp. acutum* spec. nov. besonders ausgeprägt, der außerdem mit sehr starken Nabelknoten bewehrt ist. *Sp. Hauthali* spec. nov. besitzt eine größere Anzahl schwächerer Knoten mit dichter stehenden Spaltrippen. Neben diesen fand sich ein Bruchstück einer ganz weitnabeligen Art, die dem *Sp. conservans* Uhl. aus den Spiti Shales sehr nahe steht. Schließlich liegen dann noch zwei Exemplare des

[1] Uhlig (l. c. 1910) schlug vor, den Namen *Steueroceras* auf die Formen zu beschränken, die sich an *Odontoceras transgrediens* Steu. anschließen und auf die mit diesem Beziehungen habenden *Neocomites*-Arten, die Favre (N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XXV. 1908) aus Patagonien beschrieb.

aus Europa und Indien bekannten *Sp. Groteanum* Opp. sp. vor. Leider war an dem Fundplatz dieser Stücke kein zusammenhängendes Profil aufgeschlossen, so daß sie möglicherweise auch aus einem tieferen Horizont stammen und wie in Europa, so auch in den Anden schon im Tithon vorkommen können.

Ehe wir uns nun der Betrachtung der Fauna der nächst höheren Zone zuwenden, muß ich auf die ausgesprochenen Faziesunterschiede aufmerksam machen, die in den nun folgenden Ablagerungen des Neocom besonders scharf hervortreten. Wie wir eingangs gesehen haben, sind die mesozoischen Sedimente der Kordillere in einem Geosynklinalmeer abgelagert, das gen Osten bald mehr bald weniger über den Rand einer ausgedehnten Kontinentalmasse transgrediert. Wir müssen also am Ostrande des Gebirges zunächst küstennahe Strandablagerungen erwarten, die dann gegen Westen in solche des tieferen Meeres übergehen. In der Tat lassen die nun zu schildernden Schichten einen solchen Fazieswechsel sowohl in ihrer petrographischen Beschaffenheit als auch in ihrer Fauna erkennen. Entlang dem Ostrande des Gebirges treffen wir eine typische Litoralfazies. Den Kalken ist viel klastisches Material beigemengt, und die Fauna besteht in erster Linie aus Zweischalern. Ganze Bänke sind erfüllt mit Exogyren, besonders an der Basis des Hauterivien. Die spärliche Ammonitenfauna hat einen abweichenden Charakter von der, die die in tieferem Wasser niedergeschlagenen Sedimente im Innern des Gebirges einschließen. Letztere bestehen vorwiegend aus Mergelschiefern, die eine reiche Cephalopodenfauna beherbergen. Auch diese Schichten dürften jedoch, wie überhaupt alle mesozoischen Sedimente der Anden in diesem Gebiet, noch im Bereiche des Kontinentalsockels abgelagert sein. Sie sind offenbar auf eine ziemlich schmale Zone auf der argentinischen Seite des Gebirges beschränkt, und auch gegen Süden scheinen sie sich nur bis in die Gegend des Rio Grande verfolgen zu lassen. Weiter im Westen deutet das Wiederauftreten von *Exogyra*-Bänken in den Neocomablagerungen an vielen Stellen auf eine erneute Verflachung des Meeres. Diese Erscheinung ist jedoch nicht als Anzeichen für eine weiter im Westen bestehende pazifische Kontinentalmasse aufzufassen. Sie dürfte vielmehr durch die Anhäufung gewaltiger, submariner, vulkanischer Produkte zustandekommen, die sich während des Mesozoicums im ganzen westlichen Teil der heutigen Kordillere vollzog. Als Einlagerung in dieser mesozoischen Porphyritformation habe ich die *Exogyra*-Schichten des Neocom bis weit auf die chilenische Westseite der Kordillere verfolgen können. Aus dem Süden, aus Neuquen, ist bis jetzt nur die Litoralfazies bekannt geworden.

(Schluß folgt.)

Über *Ptychites* und *Arniotites* aus dem Schaumkalke der Umgegend von Jena.

Von **Hans Claus** in Jena.

Mit insgesamt 11 Textfiguren.

1. *Ptychites dux* Beyr. Gieb.

Einen ersten Anlaß zu dieser Untersuchung gab Herrn A. Wurm's Arbeit „Über einige neue Funde aus dem Muschelkalk aus der Umgebung von Heidelberg" [1]. Da Herrn Wurm die Thüringer Ptychiten nicht zugänglich waren, nahm ich Gelegenheit, alle mir erreichbaren Exemplare aus der Jenaer Gegend zu untersuchen. Nicht vorgelegen hat mir das von Wagner [2] und Zimmermann [3] erwähnte Stück, das sich in Berlin befindet.

Im ganzen sind es 6 Exemplare, die im folgenden zu beschreiben sind.

Exemplar No. 1. Sammlung des Mineralogischen Instituts Jena. Fundort: Cospeda bei Jena. Fig. 1 u. 1 a.

Stück mit gut erhaltenem Nabel und deutlicher Kammerung. Nur der Auxiliarteil erhalten, die Weite und Tiefe seiner Loben und Sättel schwanken zwischen 1 und 1,5 mm. Nabelweite 9 mm. Die einzelnen Suturen variieren äußerst stark, vor allem an den feinen Zerschlitzungen der Loben, in Form, Stellung und Zahl. Die Sättel variieren weniger stark.

Kleines Exemplar von 8 cm Durchmesser.

Exemplar No. 2. Sammlung von Herrn Siegfried Compter. Fundort: Kernberge bei Jena. Fig. 2.

Erhaltungszustand ähnlich wie oben: Der Nabel mit dem Auxiliarteil ist gut erhalten, außerdem ein Teil des 2. Lateralsattels.

Äußerlich ist das Exemplar, von dem eine Photographie wegen seiner ungünstigen Lage im Gestein nicht angefertigt werden konnte, dem oben beschriebenen sehr ähnlich. Doch zeigt die feinere Untersuchung eine stärkere Schlitzung der Auxiliarsättel, die in der Form z. T. sehr variieren. Ihre Weiten und Höhen schwanken dagegen in sehr engen Grenzen: zwischen 2 und 2,5 mm. Nabelweite 9 mm. näherungsweise. Durchmesser nicht festzustellen.

Exemplar No. 3. Privatsammlung des Verfassers. Fundort: Cospeda bei Jena. Fig. 3.

Bruchstück der Wohnkammer. Auffällig durch seine Größe: Die Länge der durch den Bruch entstandenen Bogensehne beträgt

[1] Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 66. Jahrg. 1914. Abhandl. Heft 3.

[2] Wagner, Beitrag zur genauern Kenntnis des Muschelkalks bei Jena. Abh. der kgl. preuß. geol. Landesanst. N. F. Heft 27. p. 60.

[3] Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1890. 42. p. 178.

Fig. 1. Sammlungsexemplar No. 1. ca. $\frac{1}{1}$.



Fig. 1a. Sammlungsexemplar No. 1. ca. $\frac{3}{1}$.



Fig. 2. Exemplar der Compter'schen Sammlung. Fundort: Kernberge. ca. $\frac{4}{1}$.

31 cm. Das Stück zeigt aufs typischste die allgemeine Form von *Ptychites* und deutlich die Kammerung des innern Umgangs.

Exemplar No. 4. Sammlung des Mineralogischen Instituts Jena. Fundort: „Jena“. Fig. 4 u. 4a.

Größeres Bruchstück mit deutlichen Suturen, Externteil und einzelne Lateralteile erhalten. Radius ca. 11,5 cm, Nabelweite 9 mm.

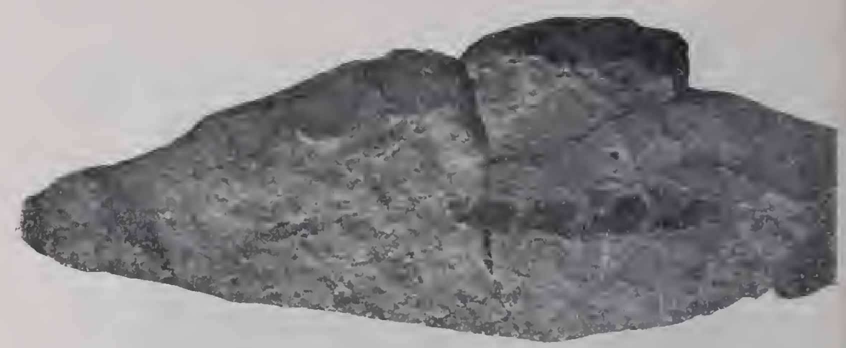


Fig. 3. Aus der Sammlung des Verf. ca. $\frac{1}{3}$.



Fig. 4. Exemplar No. 2 der Sammlung des Min. Instituts zu Jena. ca. $\frac{1}{2}$.
(Infolge der Wölbung des Objekts etwas vom Apparat verzeichnet.)



Fig. 4 a. (Samml. Exempl. No. 2.) $\frac{1}{1}$.

Breite des Externsattels 1,5 cm, die des 1. Lateralsattels 1,6 cm, Höhen 2 bezw. 1,8 cm. Breite des Externlobus 7 mm, der Lateralloben zwischen 1,8 und 1,9 cm.

Die Form scheint etwas scharfkieliger als gewöhnlich gewesen zu sein, doch ist eine sichere Beobachtung wegen des Abgeschliffen-

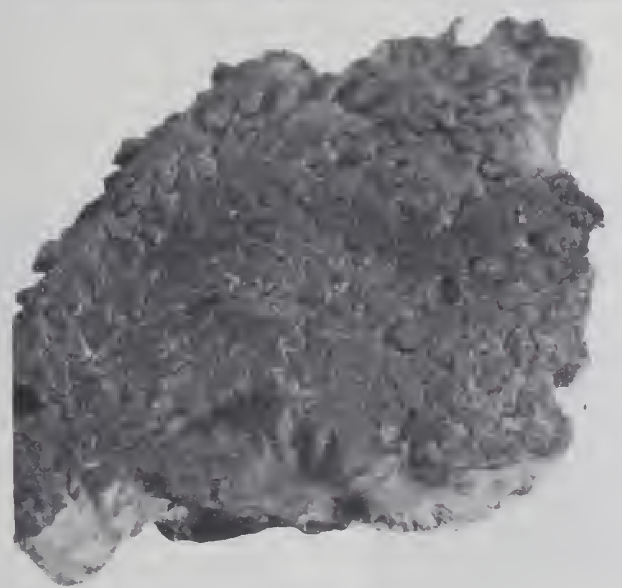


Fig. 5. Sammlung WAGNER im Min. Institut zu Jena.
Fundort: Cyriakskirche b. Camburg.
(Infolge der Wölbung des Objekts etwas verzeichnet.) $\frac{1}{2}$.



Fig. 5a. Lobenlinie zu Exemplar No. 5. $\frac{1}{1}$.

seins des Gehäuses nicht zu machen. Auffällig ist die Schmalheit der Sattelelemente, die eine ungemein feine Verästelung zeigen.

Exemplar No. 5. Sammlung des Mineralogischen Instituts (Sammlung WAGNER). Fundort: Cyriakskirche bei Camburg. Fig. 5 u. 5a.

Das Bruchstück zeigt eine ausgezeichnet erhaltene Lobenlinie und gute Kammerung. Breite des Stückes 6, größte Länge 8 cm.

Die Variation der einzelnen Suturen ist hier sehr deutlich, vor allem, was Stellung, Zahl, Anordnung sowie Ausbildung der feinen Endigungen der Loben, auch Form, Größe etc. der Sättel und ihrer Elemente anbetrifft. Die Breite der Lateralloben beträgt im Mittel 1,9 cm, ihre Breite 2,5. Die Maße der Auxiliarloben schwanken zwischen 1,4 und 2,5 cm, bezw. 0,1 und 0,5. Die Maßverhältnisse des 1. Lateralsattels sind nicht zu ermitteln.



Fig. 6. Exemplar der Zeiss'schen Sammlung. ca. $\frac{1}{3}$. Fundort: Kernberge.

Exemplar No. 6. Sammlung Zeiss. Fundort: Kernberge bei Jena. Fig. 6 u. 6 a.

Bruchstück der Wohnkammer eines größern Exemplars. Länge 26 cm. Breite 13 cm. Nur eine Suturlinie erhalten. Diese ist jedoch nicht sehr gut konserviert, die Sättel sind z. T. weggebrochen, z. T. sind auch durch flächenhafte Abwitterung die feinen Schlitze der Loben verlorengegangen. Aus diesen Gründen waren genaue Messungen nicht möglich. Infolge oben erwähnter flächenhafter Verwitterung und einseitiger Zerstörung der Ausfüllungsmasse, was auf der Fig. 6 ganz deutlich hervortritt, erscheint die Form scharfkielig.

In einer Vergleichung mit andern Formen sind die Exemplare 1—3 wenig geeignet, da sie entweder keine Suturen oder nur geringe Teile davon zeigen. Das einzig Auffallende ist die an Fig. 1 a u. 2 in die Augen springende Dimeroidität der Hilfssättel, wie sie Diener [1] von *Ptychites fastigatus* beschreibt. Die Zeichnung wurde von mir vor der Kenntnis von Diener's Arbeit angefertigt.

Nach Durchsicht der auf *Ptychites* bezüglichen Literatur glaube ich, daß die Exemplare 5 und 6 dem *Ptychites sumitra*, wie ihn Diener [2] darstellt, am nächsten stehen.

Betr. Exemplar No. 4 will es mir scheinen, als ob sich seine Stellung mehr dem von Beyrich [3] Taf. II abgebildeten *Pt. megalodiscus*

[1] Diener, Die triadische Fauna der Schiechlinghöhe bei Hallstadt. p. 30.

[2] Himálayan Fossils. The Cephalopoda of the Muschelkalk. Pl. XXVI a, b. p. 72. Mem. of the geol. survey of India. Palaeontogr. Indica. Ser. XV, 1895.

[3] Beyrich, Über einige Cephalopoden aus dem Muschelkalk der Alpen etc. Abh. der kgl. Akad. d. Wiss. Berlin 1867.

näherte bezüglich der Lobenlinie, deren Sattelelemente hier wie dort durch die große Feinheit der einzelnen Teile sich auszeichnen. Auch die Lobenlinie von *Pt. fastigatus* DIENER[1] käme als Vergleichsobjekt in Betracht, vor allem auch hinsichtlich der von DIENER in der Beschreibung p. 30 erwähnten Dünnstieligkeit der Sättel. Doch ist die äußere Form dieses Ptychiten zu verschieden von unserer Art, um den Gedanken an eine nähere Verwandtschaft zuzulassen.



Fig. 6a. Lobenlinie des ZEISS'schen Stückes (wenig verkl.).

Die von WURM[2] dargestellten Lobenlinien des *Ptychites dux* von Leimen fallen im Gegensatz zu den Exemplaren der Jenaer Gegend durch eine größere Kompaktheit der Sättel auf. Dies genügt jedoch bei weitem nicht, wenigstens meiner Ansicht nach, um daraus irgend eine Verschiedenheit der Spezies zu konstruieren, da die Variationsbreite gerade beim Genus *Ptychites* außerordentlich groß zu sein scheint, wie ich es oft an ein und demselben Exemplar feststellen konnte. Da auch die Rüdersdorfer Stücke nach BEYRICH's[3] p. 131 bestimmt ausgesprochener Ansicht von den thüringischen sich nicht unterscheiden, ist für alle diese *Ptychites dux* der zukommende Name.

Für Überlassung von Material schulde ich Herrn S. COMPTER sowie Fräulein ZEISS besten Dank, den ich auch an dieser Stelle abzustatten mir erlaube.

[1] DIENER, Die triadische Cephalopodenfauna der Schiechlinghöhe bei Hallstadt. Taf. II Fig. 1a—c.

[2] WURM. Über einige neue Funde aus dem Muschelkalk der Umgebung von Heidelberg. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. **66**. Jahrg. 1914. Abhandl. Heft 3. p. 447.

[3] BEYRICH, Über einige Cephalopoden aus dem Muschelkalk der Alpen etc. Abh. d. kgl. Akad. d. Wiss. Berlin 1867.

2. *Arniotites Schmerbitzii.*

Während der Arbeit für vorliegende Mitteilung spielte mir der Zufall ein für die Jenaer Schaumkalkfauna neues Fossil in die Hände. Ich verdanke die Überlassung des wertvollen Stücks Herrn Dr. Schott, dem ich hiermit meinen besten Dank ausspreche. Der Fundort ist Cospeda bei Jena.



Fig. 7. *Arniotites Schmerbitzii.* Fundort: Cospeda b. Jena. ca. $\frac{2}{1}$.

Über die Zugehörigkeit des 3 cm langen, 1 cm breiten Bruchstücks kann keinerlei Zweifel bestehen: es gehört zu dem von Fritsch [1] Taf. VI Fig. 5 u. 8 abgebildeten *Arniotites* Hyatt (*Judicarites* v. Mojs.) *Schmerbitzii* Fr., dem es in allen wichtigen Einzelheiten gleicht, vor allem in der der Spezies *Schmerbitzii* eigentümlichen Umbiegung der Rippen.

Arniotites war aus dem Jenaer Schaumkalk noch nicht bekannt. Die Verbreitung des sonst nur von Freyburg a. U. bekannten Faunenbezirks dürfte sich also doch noch etwas weiter südlich erstreckt haben.

[1] v. Fritsch, Beitrag zur Kenntnis der Tierwelt der deutschen Trias. Abh. d. Naturf. Ges. zu Halle. 24. Stuttgart 1902.

Besprechungen.

Sven Odén: Die Huminsäuren. (Kolloidchemische Beihefte. 11. H. 3—9. 1919. 260 p.)

In der reichhaltigen, gut und übersichtlich gegliederten Arbeit wird der Versuch einer Zusammenfassung der Chemie und physikalischen Chemie der natürlichen Huminsäuren gegeben. Einem Literaturverzeichnis mit 386 Nummern folgt zunächst ein Kapitel über Begriff und Einteilung der Humusstoffe und dann eine ausführliche geschichtliche Darstellung, die besonders die älteren Arbeiten berücksichtigt. Sodann werden die Humussäuren nach Darstellung, Reinigung, Säurenatur und wichtigsten chemischen Eigenschaften sowie deren Salze, die Humate, und die Hymatomelansäure und Humifizierung besprochen. Die verschiedenen kolloidchemischen Eigenschaften beider Säuren — besonders die Schutzwirkung auf Tone — erhalten eine ausführliche Darstellung. Im zweiten Teil werden die Huminsäuren und die Humifizierung des Bodens behandelt. Eine neue kolorimetrische Methode der Bestimmung des Humusgehaltes dürfte darunter besonders wichtig sein. Schließlich wird noch die Oxydation der Humusstoffe mit See-Erzbildung und die Bedeutung der Kalkung von Humusböden besprochen.

Die geologisch-bodenkundlich wichtigsten Ergebnisse der Arbeit werden am besten unabhängig vom Gange des Verf.'s dargestellt. Die Humusstoffe werden eingeteilt in Humuskohle und drei Huminsäuren. Die schwarze Humuskohle ist am stabilsten, aber nicht löslich und nicht dispergierbar. Die schwarzbraune Humussäure in Lauge löslich, in Alkohol nicht lösbar, aber etwas dispergierbar, ist in Wasser schwer löslich, aber leicht zu suspensoiden und kolloiden Lösungen dispergierbar. Die wenig bekannte braungelbe Hymatomelansäure, in Lauge und Alkohol löslich, ist in Wasser noch schwer löslich, aber leicht zu suspensoiden und kolloiden Lösungen dispergierbar. Die gelbe Fulvosäure gibt selbst in Wasser echte Lösungen; auch die meisten Salze sind wasserlöslich. — Die kolloiden Humusstoffe sind keine stabilen Verbindungen, sondern gehen ineinander über (die Umwandlung geht in der Richtung nach größeren Massenteilchen von schwerer Löslichkeit vor sich). Sie werden leicht adsorbiert, setzen sich mit Basen zu Salzen um und sind oxydierbar. Wichtig ist die Schutzwirkung auf Tone, für die neue experimentelle Daten beigebracht werden.

Verf. steht durchaus auf dem Standpunkt, daß echte Säuren vorliegen. Gegenüber der bekannten Theorie der Adsorptionszersetzung, die nach Baumann und Gully die saure Reaktion erklären sollte, wird geltend gemacht, daß keine sicheren Schlüsse

auf Vorkommen dieser Erscheinung vorliegen. Für eine KCl-Lösung wird experimentell mit Sphagnumtorf (nicht etwa mit künstlich dargestellten Humusstoffen) bewiesen, daß tatsächlich keine Adsorption der Basen eintritt, bezw. Chlorwasserstoffsäure frei wird. Umgekehrt werden mit natürlichen Humusstoffen Leitfähigkeitsuntersuchungen angestellt, bei denen die Erhöhung der Leitfähigkeit unter Einwirkung von Ammoniak auf Bildung von Salzen zurückgeführt wird, so daß damit die Existenz von Säuren im Humus erwiesen wäre.

Von außerordentlicher Bedeutung sind die Ausführungen des Verf.'s über die Kalkung der Humusböden. Der günstige Einfluß der Kalkdüngung wurde früher einerseits auf Beeinflussung der Wasserabgabe durch Bildung von Kalkhumaten zurückgeführt. Experimentell wird nachgewiesen, daß dies nicht der Fall ist. Andererseits wurde behauptet, die Huminsäuren seien den Pflanzen schädlich und müßten erst durch den Kalk neutralisiert werden. Da aber auch in stark gekalkten Humusböden reichlich freie Humussäuren vorhanden sind, sind diese wohl nicht die schädigenden Bestandteile, vielmehr rührt dies her von den zahlreichen adsorbierten organischen Säuren, die teils durch die Tätigkeit der Organismen, teils durch chemische Reaktion im Boden entstehen. Es handelt sich um Ameisen-, Essig-, Propion-, Apfel-, Oxal-, Bernstein-Säure u. a. Die neutralisierende Wirkung der Kalkhumate erstreckt sich auf diese organischen Säuren. — Wenn bei der Behandlung von Humusstoffen mit bestimmten Salzlösungen saure Reaktion eintritt, so beruht dies wohl darauf, daß Adsorptionsreste dieser Säuren durch Hinzufügung eines weiteren adsorbierenden Stoffes verdrängt werden — also nicht Adsorptionszersetzung, sondern Adsorptionsverdrängung vorliegt. — Die bei der Humusverwitterung gebildeten Eisenhumate werden unter dem Einfluß des bei der Assimilation grüner chlorophyllhaltiger Pflanzen entstandenen Sauerstoffes oxydiert. Die frei werdenden Ferro- bezw. Ferri-Ionen wirken auf andere, noch nicht so weit oxydierte Humatteilchen koagulierend und damit ist der Beginn der See-Erzbildung gegeben. Fortgesetzte Oxydation bewirkt schließlich Verminderung des organischen Gehaltes. **Harrassowitz.**

Sven Odén: Die Humussäuren und die Bodenazidität. (Internat. Mitt. f. Bodenkunde. 6. 1916. p. 81—109.)

Die Arbeit stimmt zum Teil wörtlich mit der vorhergehenden überein und gründet sich in der Hauptsache auf die oben besprochenen Leitfähigkeitsuntersuchungen. Sie umfaßt einen Teil der oben behandelten Probleme. **Harrassowitz.**

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Kristalltracht und Aufwachsung des Eises.

Von **Georg Kalb** in Berlin.

Einen bemerkenswerten Zusammenhang zwischen der Tracht der Schneekristalle und der Lufttemperatur hat Fritz Heim[1] in der Antarktis beobachtet, der in folgender Zusammenstellung gut zum Ausdruck kommt:

Kristalltracht	Mitteltemperatur	Anzahl der Fälle
Prismen	— 27°	6
Vorwiegend Prismen, Plättchen .	— 23°	7
Prismen und Plättchen in gleicher Verteilung	— 18°	5
Prismen, vorwiegend Plättchen .	— 12°	1
Plättchen	— 12°	7

Ich möchte mit Heim vermuten, daß die Kristalltracht des Schnees in der Hauptsache von der Bildungstemperatur abhängt, d. h. daß bei Temperaturen nahe dem Gefrierpunkt die in der Basis liegenden Richtungen eine größere Wachstumsgeschwindigkeit gegenüber der Hauptachse besitzen, während bei tieferen Temperaturen sich das Verhältnis der Wachstumsgeschwindigkeiten gerade umkehrt.

Betrachten wir kurz, was in der Literatur über den Einfluß der Temperatur auf die Kristalltracht gesagt ist. Linck[2] schreibt: „Da aber die Wachstumsgeschwindigkeit oder deren Verhältnis in verschiedenen Richtungen mit schwankender Temperatur sich ändert derart, daß es z. B. von der Temperatur abhängt, ob ein fester Kristall in Nadeln oder in Plättchen kristallisiert, so können bei vorhandenem Temperaturgefälle (Schwanken der Temperatur) auch

[1] Fritz Heim, Diamantstaub und Schneekristalle in der Antarktis (Wedellsee). Meteorolog. Zeitschr. 1914. 31. p. 232—235. — Größe der Kristalle 0,05—0,5 mm; Durchmesser der Plättchen 1—3 mm, der größten Sternformen bis 10 mm; Kristallnadeln 10—100mal länger als dick.

[2] G. Linck. Grundriß der Kristallogr. Jena 1908. 2. Aufl. p. 138, 139.

solche kristallisierte Tropfen ihre Gestalt wesentlich ändern — aus scheinbaren Kugeln können wurmähnliche Gestalten werden und umgekehrt.“ Ein beobachtetes Beispiel für den Einfluß der Temperatur auf die Kristallgestalt gibt Linck nicht an. Viola[1] unterscheidet zwei Möglichkeiten des Einflusses der Temperatur auf die Kristallgestalt: I. „Das Maximum der Wachstumsgeschwindigkeit kann für verschiedene Richtungen eines Kristalls bei einer und derselben Temperatur eintreten.“ Dann behält der wachsende Kristall auch bei Temperaturänderungen seine ursprüngliche Gestalt bei. II. „Oder es kann das Maximum der Wachstumsgeschwindigkeit für verschiedene Richtungen eines Kristalls bei verschiedenen Temperaturen eintreten.“ Da Viola für Fall I scheinbar nur ein angenommenes Beispiel (Fig. 194a) gibt, wollen wir gleich Fall II besprechen. Abgesehen von dem angenommenen Beispiel (Fig. 194b) führt Viola „als schönes Beispiel“ noch das Mohr'sche Salz an mit einer von G. Wulff gegebenen Zeichnung (Fig. 195), wobei er bemerkt: „Der kleine Kristall verändert sich nach und nach während des Wachstums. Beobachtet man eine solche Erscheinung, so ist es erlaubt auf obige Erklärung (II.) zurückzugreifen.“ Wenn ich Wulff richtig verstanden habe, soll der kleine Kristall das Mohr'sche Salz mit allen von Wulff beobachteten Flächen *in gleichem Mittenabstand* darstellen. Man kann also sagen, daß ein solcher künstlich hergestellter Kristall beim Weiterwachsen unter den von Wulff eingehaltenen Wachstumsbedingungen (also vor allem bei annähernd konstanter Temperatur) die größere von Wulff um den kleinen Kristall gezeichnete Kristallgestalt annehmen würde. Mit einem Wachstum bei anderer Temperatur oder unter Temperaturänderung hat die Zeichnung von Wulff überhaupt nichts zu tun.

Ich möchte die oben angeführten Beobachtungen von Heim über die Kristalltracht des Schnees als Beispiel für die Annahme von Linck, bezw. für den Fall II von Viola, ansehen.

Von einer theoretischen Betrachtung der Möglichkeit des Einflusses der Temperatur auf die Kristalltracht soll in diesem Zusammenhange bei der noch bestehenden Unsicherheit über die Grundlagen einer Theorie des Wachstums der Kristalle abgesehen werden. Die Theorie von Johnsen[2] kommt hier selbstverständlich nicht in Frage, da sie mit Absicht alle physikalisch-chemischen Vorgänge ausschaltet.

Nach dem Gesetze der Aufwachsung der Kristalle müßten die Eisplättchen vorwiegend mit dem Rande der Tafel, die nach der Hauptachse gestreckten Prismen mit einem Ende der Hauptachse aufwachsen.

---

[1] C. Viola, Grundzüge der Kristallographie. Leipzig 1904. p. 139, 140.

[2] A. Johnsen, Wachstum und Auflösung der Kristalle. Leipzig 1910.

Über die Aufwachsung der Prismen liegen nur wenig Angaben vor. Folgende Beobachtungen von PHILIPP[1] aus Spitzbergen seien hier angeführt: „Auffallend häufig trifft man in Spitzbergen, im Gegensatz zu unsern Breiten, Eis in Prismenform, also Fasereis. Wir fanden es in zweierlei Form, als Niederschlag aus der Atmosphäre und in Gefrierform stehender Gewässer. Besonders auffällig war die Form des atmosphärischen Niederschlags auf einem gletscherartigen Firnstreifen, der sich mehrere hundert Meter weit in gewundenem Laufe in einer der schluchtartigen Durchfurchungen der alten roten Moräne am Fuße des Postgletschers hinzog. Hier bestand die oberste Decke in einer Mächtigkeit von 20 cm aus vertikal stehenden Eisprismen. Der Durchmesser einer einzelnen Prisme betrug etwa ½—1 cm, die Länge eines einzelnen Individuums bis 10 cm, so daß hier also mindestens zwei Lagen solchen Prismeneises übereinandergeschichtet waren. Der Zusammenhang der Prismen war nur lose, was einer nachträglichen Lockerung unter dem Einflusse der Sommertemperatur zuzuschreiben ist. In höheren Partien des Postgletschers fand sich diese ausgesprochen parallel prismatische Form des Niederschlags nicht mehr; dagegen zeigte sich oberhalb des Hampus-Nunatak in der Höhe von etwa 300—350 m die Oberfläche des Postgletschers bedeckt mit zierlichen Prismenrosetten, die in stumpfer Kegelform radialstrahlig um einen kompakteren Kern aufgebaut waren. Der Durchmesser der einzelnen Rosetten schwankte zwischen 5 und 20 cm. Beide Formen dürften als Rauhfrostbildungen angesprochen werden, denen eine wesentliche Rolle bei der Kondensation des Wasserdampfes in Spitzbergen zukommt." Beobachtungen über die Bildungstemperaturen der Eisprismen der Rosetten, die mit einem Ende der Hauptachse aufgewachsen waren, liegen leider nicht vor.

Zur Beobachtung der Aufwachsung der Eisplättchen eignen sich am besten die aus Wasser gebildeten Kristalle, deren Bildungstemperatur stets nahe dem Nullpunkt liegt. Ich will nur die ausgezeichneten Beobachtungen DRYGALSKI's[2] aus Grönland hier erwähnen. DRYGALSKI schreibt: „Der fundamentale Unterschied zwischen dem Charakter des Eises der Binnenseen und der Fjorde besteht nun darin, daß in den letzteren die Plättchen durch die ganze Dicke der Eisdecke mit der Flächenrichtung senkrecht zum Wasserspiegel gestellt sind, während sie bei den ersteren nur am Anfang der Bildung, also in den obersten Schichten des Eises, unter rechten oder verschiedenen anderen Winkeln gegen den

[1] H. PHILIPP, Geologische Beobachtungen in Spitzbergen in „Ergebnisse der W. FILCHNER'schen Vorexpedition nach Spitzbergen 1910". Ergänzungsheft No. 179 zu PETERMANN's Mitteilungen. 1914.

[2] E. v. DRYGALSKI, Grönlandexpedition d. Gesellsch. f. Erdk. z. Berlin 1891—93. 1. p. 423. Berlin 1897.

Wasserspiegel geneigt sind und dann ausnahmslos parallel zu diesem zu liegen kommen. Dieser Unterschied beruht darauf, daß in den Binnenseen nach dem ersten Verschluß des Beckens die Anlagerung an die Unterfläche unter einem gegen diese gerichteten Druck stattfindet, während dies bei den Fjorden nicht der Fall ist, weil die Eisdecke nicht fest mit den Ufern verbunden ist, sondern auf dem Wasserspiegel schwimmt. Hier herrscht also an der Unterseite der Eisdecke kein Druck, welcher die Plättchen mit ihren Flächen an das Eis anlegt. Diese fügen sich mit ihren Kanten in die Zwischenräume der dort schon angegliederten Plättchen ein und stehen durchweg senkrecht zum Wasserspiegel, wie sie es auch an der Oberfläche tun." Der Einfluß des Wasserdruckes auf die Lagerung der Eisplättchen, wie ihn Drygalski annimmt, ist mir nicht verständlich[1]. Zudem ist es unbewiesen, ob die Eisdecke durch weitere Anlagerung von Eisplättchen von unten sich verdickt; mir scheint es wahrscheinlicher, daß die Eisplättchen der ersten Eisdecke einfach nach unten weiterwachsen; darauf deutet doch die Ausbildung dicker Eisdecken, die aus senkrecht zur Oberfläche stehenden Stengeln[2] bestehen, ganz gleichgültig, ob die Eisplättchen im obersten Teile der Eisdecke mit der Hauptachse senkrecht oder wagerecht zum Wasserspiegel standen.

Bei der Fjordeisbildung dürfte das Gesetz der Aufwachsung zum Ausdruck kommen, das verlangt, daß die Eisplättchen sich vorwiegend mit dem Rande an die Grenzfläche des Wassers anlagern. Beim Binneneis, dessen Tafeln im Verhältnis zur Dicke einen ganz bedeutenden Durchmesser[3] haben, tritt diese Gesetzmäßigkeit zurück, indem der Auftrieb die großen dünnen Tafeln zum größten Teil in die horizontale Lage zwingt[4]; bei bewegtem

[1] Vgl. auch O. Mügge, Über die Struktur des grönländischen Inlandeises und ihre Bedeutung für die Theorie der Gletscherbewegung. N. Jahrb. f. Min. etc. 1899. II. p. 127.

[2] Ob die Eisstengel durch die ganze Eisdecke durchgehen oder nur durch einen Teil, wie Drygalski hervorhebt, scheint mir nebensächlich.

[3] Nach Drygalski sind die Plättchen der Eisdecke des Fjordes etwas dicker als die Plättchen des Bach- und Seeeises, erreichen aber in den Flächendimensionen (1—2 cm) niemals die Größe, welche diese letzteren haben können.

[4] Insofern hat Mügge recht, wenn er schreibt: „Tafeliges Wachstum nach der Basis, wie es ja auch die Schneesterne zeigen, vorausgesetzt, erscheint die horizontale Lage der Basis des frei schwimmend sich bildenden Eises als einfache Folge des hydrostatischen Druckes" (O. Mügge, Über die Plastizität der Eiskristalle. N. Jahrb. f. Min. etc. 1895. II. p. 211). — In der Literatur (F. Klocke, N. Jahrb. f. Min. etc. 1879. p. 272 und 1880. I. p. 159. — Bertin, Ann. Chim. et Phys. [5] **13**. 283. 1878) ist von einem Bertin'schen Gesetz die Rede, das besagen soll, daß Eis auf der Abkühlungsfläche stets senkrecht mit der Hauptachse aufgewachsen ist. Soweit dieses Gesetz richtig ist, deckt es sich mit dem allgemeinen

Wasser scheint sie aber auch hier deutlich zum Ausdruck zu kommen, wie aus folgendem Satze DRYGALSKI's hervorgeht: „Die an der Oberfläche (der Bäche) angesammelten Tafeln legen sich aneinander, und zwar teils, indem sie ihre Flächen parallel zur

---

mechanischen Gesetz des Gleichgewichtes schwimmender Körper. TROUTON (Arrangement of the Crystals of certain Substances on Solidification. Proc. R. Irish. Acad. 8 691—695. Dublin 1898; Ref. N. Jahrb. f. Min. etc. 1900. I. p. 438) glaubte sogar den Grund für das BERTIN'sche Gesetz in den Unterschieden der Wärmeleitungsfähigkeit der Kristalle nach verschiedenen Richtungen gefunden zu haben, indem vorzugsweise diejenigen Kristalle weiterwachsen sollen, bei denen die Achse der maximalen Wärmeleitungsfähigkeit normal zur Erstarrungsoberfläche steht. Wenn wir berücksichtigen, daß das Wärmeleitungsverhältnis a : c bei Eis 21 : 22 (nach den Angaben TROUTON's) beträgt, erübrigt sich jede weitere Erörterung. — Da auch O. MÜGGE (Über die Plastizität der Eiskristalle. N. Jahrb. f. Min. etc. 1895. II. p. 211) seine Ansicht verallgemeinert, müssen wir noch etwas näher darauf eingehen. Die Beobachtung DRYGALSKI's über die vertikale Anlagerung der Eisplättchen an die Wasseroberfläche der Fjorde glaubt MÜGGE ebenfalls durch den hydrostatischen Druck erklären zu können, indem er annimmt, daß sich hier die Eisplättchen parallel mit ihren Basisflächen aneinanderlagern, so daß Plättchenbündel entstehen, die in der Richtung der Hauptachse einen größeren Durchmesser haben als senkrecht dazu. Daß jetzt die Hauptachse der Eiskristalle infolge des hydrostatischen Druckes parallel zur Wasseroberfläche zu liegen kommt, erscheint selbstverständlich. Wenn ich aber DRYGALSKI richtig verstanden habe, liegen die Eisplättchen schon, ehe sie sich zu Bündeln zusammenlagern, mit der Basis senkrecht zur Wasseroberfläche des Fjordes. Auffallend erscheint dieses Verhalten der Eisplättchen um so mehr, wenn man bedenkt, daß der Auftrieb in dem Salzwasser der Fjorde doch größer ist als in dem Süßwasser der Bäche und Teiche. — F. KLOCKE (N. Jahrb. f. Min. etc. 1879. p. 272 und 1880. I. p. 159) hat beobachtet, daß sich auf dem Wasser auch lange dünne Nadeln bilden, die gerade auslöschen; er hielt sie für nach der Hauptachse gestreckte Kristalle. MÜGGE hat aber nachgewiesen, daß in der Längsrichtung dieser Nadeln α liegt, daß sie also senkrecht zur optischen Achse gestreckt sind; er glaubt, daß es Fortwüchse von am Rande des Wassers gebildeter Kristalle sind. Wie MÜGGE sich den Vorgang ihrer Entstehung denkt, hat er eingehend beschrieben. Ich vermag seiner Ansicht nicht zu folgen. In den langen Nadeln sehe ich nichts anderes als nach einer Richtung gestreckte Basisplättchen, die sich mit einer Längskante an die Wasseroberfläche anlagern. DRYGALSKI hat diese Erscheinung sehr schön beschrieben: „Die Eisbildung der Bäche geht in der Weise vor sich, daß sich einzelne Eiskristalle, und zwar hexagonale Tafeln, welche vielfach die Gestalt eines Sägenblattes haben, häufig aber auch eine allseitige, nicht unerhebliche Flächenausbildung bis zu Handgröße und darüber besitzen, an der Oberfläche des Wassers ansammeln.“ „Die an der Oberfläche angesammelten Tafeln legen sich aneinander, und zwar teils, indem sie ihre Flächen parallel zur Oberfläche stellen, teils, indem sie mit der geraden Längskante des Sägenblattes der Oberfläche folgen und mit der Fläche unter beliebigen Winkeln von da

Oberfläche stellen, teils, indem sie mit der geraden Längskante des Sägenblatts der Oberfläche folgen und mit der Fläche unter beliebigen Winkeln von da in das Wasser hineinragen. Ersteres ist bei ruhigem, letzteres bei bewegtem Wasser vorwiegend" (a. a. O. p. 406).

Ich sehe also in der senkrechten Lage der Eisplättchen zur Wasseroberfläche die gesetzmäßige Aufwachsung der Eistafeln an der Grenzfläche Wasser—Luft.

Wir wollen das Ergebnis kurz zusammenfassen:

1. Die Tracht der Schneekristalle wird wohl durch die Temperatur derart beeinflußt, daß bei Temperaturen nahe dem Nullpunkt Eistafeln entstehen, während mit stärkerer Abnahme der Temperatur mehr eine prismatische Ausbildung zustande kommt.

2. Dem Gesetze der Aufwachsung der Kristalle entsprechend wachsen Eistafeln vorwiegend mit dem Rande der Tafel, Eisprismen mit einem Ende der Hauptachse auf.

---

in das Wasser hineinragen" (E. v. Drygalski, a. a. O. p. 405 u. 406). Obwohl die klaren Beschreibungen Drygalski's über das Anlagern der Eisplättchen an die Wasseroberfläche beim Fjordeis die Deutung Mügge's meiner Ansicht nach nicht zulassen, könnte doch noch ein Zweifel über die gesetzmäßige Aufwachsung von Eistafeln an Grenzflächen bestehen. Ich habe daher folgenden Versuch angestellt: Eine kleine dickwandige Flasche wurde mit Regenwasser gefüllt und verschlossen in den kalten Nächten des Oktobers 1920 ins Freie gestellt. Nach einer Nacht mit dem Temperaturminimum von 7° Kälte fand ich das Wasser in der Gestalt eines Hohlzylinders gefroren. Es fiel sofort auf, daß sämtliche langgestreckten Lufteinschlüsse radial gegen die Grenzfläche des Glases verliefen, d. h. senkrecht zur Oberfläche des Glases standen. Das deutete darauf hin, daß die Eiskristalle auch in dieser Richtung gestreckt waren. Nach Zerschlagen der Flasche wurde aus dem Eiszylinder mit einem erwärmten Messer senkrecht zur Achse des Zylinders ein Ring herausgeschnitten und unter das Mikroskop gelegt. Der Ring bestand aus radial gestellten Eiskristallen, die meist gerade auslöschten und sämtlich senkrecht zur Hauptachse gestreckt waren, da in der Längsrichtung $\mathfrak{a}$ lag. Diese senkrecht zur Hauptachse gestreckten Kristalle waren also so aufgewachsen, daß die Basisfläche senkrecht zur Glasoberfläche stand, wie es das Gesetz der Aufwachsung der Kristalle verlangt.

Einige neue Aufschlüsse in den Eruptivgesteinen der Gehrener Schichten des Thüringer Waldes.

Von **B. v. Freyberg** in Halle a. S.

Mit 1 Textfigur.

In den unteren Gehrener Schichten des Thüringer Rotliegenden sind Felsitporphyrdecken verbreitet, die einem Typus angehören, den man als „Stützerbacher Porphyr" im weiteren Sinne bezeichnen kann. Ihr Verbreitungsgebiet im mittleren Thüringer Wald reicht im Norden bis zur Linie Ilmenau—Amt Gehren, geht im Osten an der Grenze zum Cambrium entlang über Bahnhof Gillersdorf, Altenfeld und Unterneubrunn nach Lichtenau, dehnt sich in seinen westlichen Ausläufern bis Gehlberg und Suhl aus und ist im Süden durch die große Randspalte des Gebirges abgeschnitten. Daß diese Umgrenzung rein zufällig durch Erosion und Tektonik bedingt ist, und daß die oberflächliche Verbreitung ursprünglich viel größer war, beweist das erneute Auftreten der Porphyre im Horst des Kleinen Thüringer Waldes bei Schleusingen.

Die Mächtigkeit der Decken wechselt stark und dürfte im Maximum 150—200 m erreichen. Sie gehören nicht einem Horizont an, sondern liegen in verschiedener Höhenlage zwischen den Sedimenten der unteren Gehrener Schichten. Diese Tatsache in Verbindung mit der wechselnden petrographischen Ausbildung läßt das Vorhandensein mehrerer Ergüsse ohne weiteres erkennen, deren genaue Abgrenzung jedoch noch der Bearbeitung harrt. Vorherrschend ist Felsitporphyr, es sind aber Übergänge zu Quarzporphyr einerseits und quarzarmem Porphyr andererseits vorhanden. Dies hat auch zu verschiedenen Bezeichnungen auf den Blättern der geologischen Landesaufnahme Anlaß gegeben. Die Felsitporphyre auf den Blättern Suhl und Masserberg, der „dichte bis feinstkörnige Quarzporphyr mit wenigen kleinen Einsprenglingen" des Blattes Schleusingen sind als Äquivalente des Stützerbacher Porphyrs auf Blatt Ilmenau zu betrachten.

Bekannt ist die große Neigung des Stützerbacher Porphyrs zu Fluidalstruktur und sphärolithischer Ausbildung. Erstere ist fast in jedem Aufschlusse zu beobachten. Letztere wurde an einer neuen Stelle der Beobachtung besonders gut zugänglich gemacht.

Im Jahre 1912 wurde unterhalb des Schmidtswiesenkopfes bei Frauenwald ein Holzabfuhrweg gebaut, wobei der Hang zwischen Ringelstal und Breitem Brunnen tief angeschnitten und der anstehende Porphyr abgesprengt wurde. Hier ist die sphärolithische Ausbildung in ganz ausgezeichneter Weise zu studieren. Ganze Lagen sind ausschließlich aus kleinen Kugeln zusammengesetzt, so daß die Grundmasse fast ganz fehlt. Sie wechseln ab mit

gewöhnlichen fluidalen Lagen. Den Grenzflächen beider sowie der durch die Fluidalstruktur hervorgerufenen Streifung geht eine Zerklüftung des Gesteins parallel, die es in durchschnittlich ¼ m mächtige Platten zerlegt. Die Klüfte fallen unter 55—60° nach SW ein und stellen wohl primäre Absonderungsflächen dar.

Die Kugelbildung tritt in zwei Modifikationen auf. Es finden sich:

1. Echte Sphärolithe. Die Sphäroide[1] besitzen durchschnittlich Erbsengröße, doch lassen sich auch Handstücke gewinnen, bei denen 1 cm Durchmesser die Regel bildet. Die Struktur ist radialfaserig und läßt sich auch makroskopisch oft erkennen. Die Fasern löschen unregelmäßig aus und erzeugen nicht das Webbsky'sche Interferenzkreuz. Die Sphäroide liegen teils zerstreut



in normal entwickeltem Porphyr, teils verdrängen sie den Porphyr fast ganz. Das Zwischenmittel wird in solchem Falle sehr feinkörnig. Die Sphäroide zeigen in manchen Fällen auch Andeutung von konzentrisch-schaliger Struktur und umschließen dann häufig konzentrisch geformte Hohlräume, die von Mangan erfüllt sind.

2. Porphyrkugeln. Sie fallen sofort durch ihre bedeutende Größe auf. Durchmesser von 3 cm sind sehr häufig, die größte Kugel besaß einen solchen von 11 cm. Unter dem Mikroskop erkennt man sehr schön in der Struktur eine granophyrische Verwachsung von Feldspat und Quarz, genau wie sie Platt[2] aus einem ähnlichen Porphyr der Oberhöfer Schichten bei Benshausen

[1] Man kann vielleicht das Gestein Sphärolith, die einzelne Kugel Sphäroid nennen (unter Anlehnung an die Bezeichnung Oolith—Ooid).

[2] Jahrb. d. Kgl. Preuß. geol. Landesanst. 1915, Teil II.

abbildet. In dieser Grundmasse liegen wenige Einsprenglinge von Feldspat. Kleine Feldspäte haben oft zur Bildung von Sphäroiden Anlaß gegeben. Besonders gut war dies an einem langgestreckten Orthoklas zu studieren (Figur). Eisenoxyd, das in der Kugel wolkig verteilt auftritt, ist in den kleinen Sphäroiden, die überhaupt daran reicher sind, an zahlreichen dunkelrot erscheinenden Punkten konzentriert. An der Oberfläche der großen Porphyrkugeln nimmt die Sphäroidbildung meist derartig zu, daß sie rauh und warzig erscheinen und bei unregelmäßiger Umgrenzung ein traubiges Aussehen bekommen. Auch die großen Kugeln können im Innern Lithophysen und Hohlräume umschließen, die ebenfalls mit Mangan erfüllt sind.

Wie scharf Entglasungsgrenzen oft verlaufen, konnte an einer hellbraunen wenig entglasten Partie beobachtet werden, die im Porphyr schwamm. Sie zeigt eine sehr dichte Struktur und grenzt mit scharfer Linie an den Sphärolith an. Die Sphäroide bestehen aus feinen federförmigen Kristallaggregaten und liegen so dicht, daß sie in unregelmäßigen Flächen aneinander stoßen; auch zeigen sie häufig konzentrische Struktur.

Das ganze Vorkommen besitzt Ähnlichkeit mit dem erwähnten Porphyr bei Benshausen. Doch konnte in keinem Falle ein Fortsetzen der fluidalen Struktur des Porphyrs durch die Porphyrkugeln beobachtet werden. Jedenfalls erscheint das Vorkommen wichtig genug, um Berücksichtigung zu finden, falls die hochinteressanten Untersuchungen von Platt zu neuen Studien über die Entstehung der verschiedenartigen kugeligen Ausbildung der Porphyre anregen sollten. —

Im nördlichen Teile des Blattes Masserberg herrscht die felsitische Ausbildung des Stützerbacher Porphyrs ohne Sphäroide vor. Die Einsprenglinge sind sehr klein und wenig zahlreich, so daß sie in der hellroten bis rotbraunen, für das Auge dicht erscheinenden Grundmasse wenig auffallen. Die Mineralbestandteile sind vorwiegend Orthoklas, weniger Plagioklas und Quarz, in noch geringerem Maße Biotit und Hornblende. Dieser Porphyr ist auch am Meisenhügel nördlich von Frauenwald kartiert. Seit der Kartierung sind aber dort neue Aufschlüsse entstanden, die eine Ergänzung des Kartenbildes ermöglichen.

Im Jahre 1914 wurde am Meisenhügel von der Forstverwaltung zum Wegebau ein Steinbruch angelegt, und zwar ziemlich tief am südlichen Abhang, westlich vom Fußweg nach Allzunah. Der Weg ist durch den Abbau z. T. angegriffen worden. Der Aufschluß ist etwa 15 m lang, 8 m breit und 2,5 m tief. Dabei kam ein Gestein zum Vorschein, das zwar zum größten Teil aus Felsitporphyr besteht, das aber eine Breccie darstellt. An seiner Zusammensetzung beteiligen sich noch Stücke von Glimmerporphyrit und vereinzelt Bröckchen von cambrischem Schiefer. Die Porphyr-

brocken werden bis kopfgroß und größer, sind scharfkantig ohne die geringste Spur von Abrundung, und zeigen oft ausgezeichnete Fluidalstruktur. Schon makroskopisch ist leicht zu erkennen, daß das Bindemittel zwischen den Brocken ebenfalls magmatischer Natur ist. Deutlich erkennt man große, meist frische, rote Orthoklase. hie und da auch verwitterte grüne Plagioklase. Noch klarer wird diese Tatsache bei mikroskopischer Untersuchung, die folgendes Ergebnis hatte:

Die scharfkantigen Stücke gehören zweifellos zum weitaus größten Teil dem Stützerbacher Felsitporphyr an und zeigen dessen Eigenschaften. In der dichten Grundmasse liegen kleine Einsprenglinge von Orthoklas; Quarz und Glimmer fehlen fast ganz. Der Orthoklas erreicht durchschnittlich 1 mm Durchmesser, die Kristalle sind gut ausgebildet. Das Zwischenmittel zwischen den Porphyrbrocken setzt sich an schmalen Stellen ausschließlich aus großen Orthoklasen zusammen, welche die Einsprenglinge des Felsitporphyrs um ein Mehrfaches an Größe übertreffen. Bei ihnen ist Zwillingsbildung häufig. Eingestreut sind einzelne Plagioklase. Die Kristalle zeigen in diesem Falle keine ebenen Flächen, da sie sich gegenseitig im Wachsen behindert haben. Zwischen den Orthoklasen liegen vereinzelt Quarze, ebenfalls mit unregelmäßigem Umriß. An den Stellen, an welchen der Zwischenraum zwischen den Stücken größer wird, schiebt sich zwischen die Kristalle eine körnige Grundmasse, manchmal wird die Grundmasse vorherrschend.

Wir haben hier offenbar eine Breccie von Felsitporphyr vor uns, die durch ein neu eindringendes Magma verkittet worden ist. Das geht auch aus dem Verhältnis der Porphyrstücke zur Zwischenmasse hervor. Die Ränder der ersteren sind angeschmolzen, ihre Grundmasse wird schlierig und große Orthoklase drängen sich dazwischen. Abgetrennte Teile sind halb umgeschmolzen und schwimmen als flaserförmige Partien in der Füllmasse. Oft ist der Umschmelzungsprozeß bei ihnen so weit vorgeschritten, daß sie nur noch durch dunkle Schlieren angedeutet werden.

Wie ist nun die Entstehung dieses durch magmatische Füllmasse verkitteten Trümmergesteins zu denken? Um das zu verstehen, wenden wir uns einem zweiten Aufschluß am Ostabhang des Meisenhügels zu. Durch die neue Bahn von Rennsteig nach Frauenwald wurde hier der Stützerbacher Porphyr in einem tiefen Einschnitt bloßgelegt. Das dunkle Gestein ist durch den Spaltenfrost weitgehend zersprengt und wird an der Straße mehrfach zur Beschotterung verwandt, auch der Bahndamm wurde damit beschüttet. Am Südrande des Aufschlusses tritt nun plötzlich ein anderes Gestein auf, das durch Lesestücke aus dem oberen Tränkbachtal schon bekannt war, dessen Lagerungsverhältnisse und Verbreitung aber erst durch die neuen Aufschlüsse festgestellt werden konnten. Es handelt sich um einen Porphyr vom Typus des Meyers-

grunder Porphyrs, der in einer helleren Grundmasse schöne Orthoklase, Plagioklase und Quarzdihexaeder führt. Das Gestein ist hier im Gegensatz zum Felsitporphyr chemisch verwittert. Die Grundmasse hat eine blaßrote Farbe angenommen. Der bis 1 cm Durchmesser erreichende Orthoklas ist jedoch wesentlich frischer als der Plagioklas. Das Gestein steht noch als kompakte Masse an, ist aber wenig widerstandsfähig, die eingesprengten großen rauchbraunen Quarzdihexaeder können ohne Mühe herausgelöst werden. Der Aufschluß befindet sich an der Stelle, wo die Bahn, vom Bohrstuhl kommend, eben die Straße nach Allzunah überschritten hat. Der Quarzporphyr reicht bis an die Oberkante des Aufschlusses und liegt in gleicher Höhe mit dem nördlich anstoßenden Felsitporphyr. Die Grenze zwischen beiden verläuft senkrecht von oben nach unten. Daß der Quarzporphyr noch weiter in die Tiefe fortsetzt, beweist ein Aufschluß unterhalb der Bahn. Hier ist das Gestein zu Grus zerfallen und wird zum Ausfüllen der Waldwege benutzt. Auch der Felsitporphyr geht weiter in die Tiefe, wie an Wegeeinschnitten weiter nördlich leicht nachgewiesen werden kann. Doch auch in der entgegengesetzten Richtung erscheint bald wieder der Felsitporphyr. Wenn wir auf der Straße in der Richtung Bohrstuhl weiter gehen, treffen wir ihn in gleicher Höhe in Gruben, wo er wegen seines Zerfalls in feste Scherben ebenfalls als Wegeschotter abgebaut wird. Der Quarzporphyr kann also nicht der Rest einer Decke sein. Er wird auf beiden Seiten von Felsitporphyr begrenzt, stellt also einen Gang dar, dessen Mächtigkeit mindestens 20 m beträgt. Ein Ganggestein mit den Eigenschaften des Meyersgrunder Porphyrs ist bereits von Blatt Ilmenau bekannt. Die Gänge sind dort besonders in der Umgebung des Steinbergs und Kienbergs verbreitet, und ihnen ist dieses neue Vorkommen zuzuordnen.

Wenn wir nun unseren Gang in westlicher Richtung verfolgen, so treffen wir nach etwa 200 m auf die vorhin beschriebene Breccie. Man darf wohl mit Recht beide Erscheinungen in genetischen Zusammenhang bringen. Die Breccie ist eine Gangbreccie. Eine Zugspalte wurde von aufdringendem Magma erfüllt, welches die Felsitporphyrstücke verkittete und mitgerissene Stücke des Untergrundes (cambrischen Schiefer, Glimmerporphyrit) darunter mischte. Wir müssen uns hier fast am Ende des Ganges befinden, wo sich die Spalte in zahlreiche Risse und Sprünge auflöste, durch die die Breccie entstand. Weiter nach Osten fehlen solche Erscheinungen, das Magma drang in die offene Zugspalte ein und es entstand ein von Brocken des Nebengesteins freies magmatisches Ganggestein.

Halle a. S., 5. Juni 1919.

Fauna und Gliederung des Neocoms in der argentinischen Kordillere.

Von **H. Gerth** in Bonn.

(Schluß.)

Oberes Valanginien, Zone des *Spiticeras Damesi* Steu. sp. *Sp. Damesi* Steu. sp., die Leitform des Horizontes, ist allgemein verbreitet und variiert sehr in bezug auf Grad der Einrollung und Form des Windungsquerschnittes. *Sp. fraternum* Steu. sp fasse ich daher nur als eine flachere, weitnabeligere Varietät auf; dazu kommen dann noch Formen mit besonders hohen Windungen, die ich als Varietät *excelsa* abgeschieden habe. Alle diese Formen weisen in der Jugend zuweilen eine ausgesprochen bituberculate Skulptur auf; von den indischen Arten, unter denen die andinen Formen, was die Gestalt des Gehäuses anbelangt, vollkommene Analoga haben, unterscheiden sie sich durchweg durch größere Knotenzahl. In der Litoralzone im Osten wird *Sp. Damesi* Steu. sp. durch Formen vertreten, die ich zu *Sp. Stanleyi* Opp. ziehen möchte. Dort finden sich außerdem *Sp. latior* Steu. sp. und *Sp. glaber* n. sp., bei dem die von den Nabelknoten ausgehenden Spaltrippen auf dem äußeren Teil der Windungen ganz auslöschen. *Sp. Groeberi* n. sp. ist eine ganz weitnabelige Art vom Habitus eines *Simoceras*. Eine ähnliche Form hat Sayn als *S. diense* aus Südfrankreich beschrieben, doch wird diese von Kilian jetzt auch zu *Spiticeras* gestellt. Der indische Einschlag in der Fauna des Valanginien der Anden wird neben *Spiticeras* besonders durch das Auftreten des Genus *Himalayites* dokumentiert. Schon Uhlig erkannte unter den von Favre aus Patagonien beschriebenen Ammoniten in *Holcostephanus hoblerhillensis*[1] einen *Himalayites*. Sehr nahe steht den indischen Formen auch *H. egregius* Steu., während andere argentinische Arten sich dadurch unterscheiden, daß bei ihnen die nicht geknoteten Rippen am Nabelrande fehlen und sich erst weiter außen als Schaltrippen einstellen (*? H. grandis* Steu. und *argentinus* Steu. sp.). Die Gattung *Steueroceras* ist durch eine flache Form. *St. intermulticostatum* Steu. sp., vertreten, auf deren Beziehung zu *Kossmatia tenuistriata* Gray Uhlig hingewiesen hat. *Steueroceras malarguense* Steu. sp. mit kräftiger Rippenskulptur ist für die Litoralzone charakteristisch. Bei den Hopliten überwiegen wieder die mediterranen Anklänge. *Berriasella fraudans* Steu. sp. ist noch ein typischer Vertreter dieser Gattung, der an der Basis der Zone ganze Lagen eines schiefrigen Kalkes erfüllt. *Acanthodiscus Wich-*

[1] Die Ammoniten der unteren Kreide Patagoniens. N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XXIII. 1907.

manni steht dem *A. Sayni* Sim. aus Südfrankreich sehr nahe. Im Süden in Neuquen ist dieser Komplex anscheinend nur in neritischer Zweischalerfazies entwickelt, Ammoniten sind aus ihm von dort noch nicht bekannt geworden.

Unteres Hauterivien, Zone des *A. radiatus* Brug. Die Grenze des Valanginien nach oben hin ist nirgends recht scharf, sondern allmählich stellt sich eine neue, fast ausschließlich durch das Genus *Neocomites* repräsentierte Ammonitenfauna ein, die nach ihren verwandtschaftlichen Beziehungen schon dem unteren Hauterivien angehören dürfte. Ein Teil der argentinischen *Neocomites*-Arten schließt sich namentlich in ihren Jugendstadien eng an *N. regalis* Bean und mit diesem auch an *N. neocomiensis* d'Orb. an. Viele Stücke der Kordillere gleichen der Art aus dem Speeton-clay Englands so vollkommen, daß ich sie als *N. regalis* Bean forma *argentina* bezeichnet habe. In der westlichen Flachwasserzone im Innern des Gebirges nimmt diese Form mit zunehmendem Alter eine plumpe Gestalt mit grober, dicker Rippenskulptur an, *N. loncochensis* Steu. sp. Bei einigen Exemplaren aus derselben Schicht wird auch die Gabelungsstelle der Rippen auf den Flanken knotig verdickt, so daß sie schließlich einen *Acanthodiscus*-ähnlichen Habitus bekommen, ? *Acanthodiscus turgidus* Steu. sp.[1] Der *Neocomites senilis* n. sp. ähnelt durch die auf den äußeren, aber noch nicht der Wohnkammer angehörenden Windungen vollkommen auslöschende Rippenskulptur manchen Leopoldien, doch besitzt er nicht den für dieses Geschlecht so charakteristischen, unsymmetrisch zerteilten ersten Laterallobus. Andere Vertreter des Genus *Neocomites* weisen namentlich im Alter Beziehungen zur Gruppe des *N. amblygonius* Neum. u. Uhl. auf. Hier ist an erster Stelle *N. transgrediens* Steu. sp. zu erwähnen, dem sich dann eine neue, stark aufgeblähte Form mit entfernt stehenden Rippen anschließt, *N. inflatus* n. sp. Gelegentlich stellt sich auch bei dieser Art

[1] In der Jugend stimmen diese Stücke in der Skulptur vollkommen mit *N. loncochensis* Steu. sp. überein und die Knoten scheinen sich hier ebenso spontan zu entwickeln, wie wir das schon bei manchen Berriasellen kennen gelernt haben. Mit echten *Acanthodiscus*-Arten dürfte die Form aber ebensowenig verwandt sein, wie der gleich zu schildernde *A. Keideli* n. sp. Ich führe sie nur unter dieser Bezeichnung an, da es bis jetzt allgemein üblich ist, alle trituberculaten Formen in dem Genus *Acanthodiscus* zu vereinen. Durch das Zusammenvorkommen solcher geknoteter und ungeknoteter Exemplare, die sich sonst vollkommen gleichen, in ein und derselben Schicht wird man immer wieder zu der Vermutung verleitet, daß es sich bei diesen Skulpturdifferenzen um sekundäre Geschlechtscharaktere handeln möge. Auf die Beziehungen von *Neocomites transgrediens* Steu. sp. zu einigen Hopliten Patagoniens hat Uhlig hingewiesen. Bei diesen Formen, für die dieser Forscher die Bezeichnung *Favrella* vorgeschlagen hat, kommt Rippenspaltung nur noch in der Jugend vor, und gegen die Externseite sind die Rippen stark nach vorne geschwungen.

trituberculate Skulptur ein, *Acanthodiscus Keideli* n. sp. Auffallend ist in diesem hohen Niveau das Vorkommen einer Form, die, wie schon Burckhardt und Uhlig betonten, der *Blanfordia Wallichi* Gray sp. nahe steht, *Hoplites australis* Burckh., der einzige Ammonit aus dem nördlichen Gebiet, der auch engere Beziehungen zur Ammonitenfauna Patagoniens aufweist, er ist mit der *Berriasella patagoniensis* Favre ebenfalls nahe verwandt. In der Litoralzone im Osten und Süden besteht der ganze Komplex aus Zweischalerschichten, in die sich namentlich nach oben hin dicke Kalkbänke einlagern, die ganz erfüllt sind von *Exogyra Couloni* d'Orb. Auch mächtige, detrigene, fossilleere Bildungen schalten sich im Süden nach Windhausen's Beobachtungen zwischen die Zweischalerschichten ein. In dieser typisch neritischen Fazies macht sich nun zum erstenmal ein neues Faunenelement geltend. Unter den Zweischalern sind es namentlich die Trigonien, von denen eine ganze Reihe von Arten, vor allen die oft massenhaft auftretende *Trigonia transitoria* Steinm., sich, wie zuletzt wieder Burckhardt betonte, eng an südafrikanische Formen anschließen. Dieselben Beziehungen weist aber auch die Cephalopodenfauna auf. Während im Norden Ammoniten äußerst selten sind, ist an manchen Stellen in Neuquen, z. B. am Chacay Melehue und Tringuico[1] eine Art Mischfazies entwickelt, in der Zweischaler und Ammoniten zusammen vorkommen. An der ersteren Lokalität sammelte Keidel in großen Mengen eine *Astieria*, die so sehr mit der südafrikanischen *A. Atherstoni* Sharpe übereinstimmt, daß ich sie geradezu als *A. Atherstoni* Sharpe forma *andina* bezeichnen möchte. Im Norden des Untersuchungsgebietes am Rio Diamante fand ich unmittelbar unter den *Exogyra*-Kalken eine neue Art, *A. laticostata*. Eine breitrippige, aufgeblähte Form vom Habitus eines Polyptychiten, die aber die langen und tiefzerteilten Loben der Gattung *Astieria* besitzt. Auch sie läßt sich am ehesten noch mit der *A. Baini* Sharpe aus der Uitenhage Serie vergleichen. In Neuquen stellen sich dann ferner in diesen Schichten die ersten Vertreter jener eigentümlichen Ammonitengruppe ein, die in Patagonien reich entwickelt ist und von der Hoplitengattung *Leopoldia* zu dem für die Antarktis charakteristischen Geschlecht *Hatchericeras* hinüberleitet, *Leopoldia attenuata* Behr. sp. Wir sehen also hier an der Ostküste des andinen Geosynklinalmeeres ein neues für die Südhalbkugel charakteristisches Faunenelement auftreten. In seinem Erscheinen zuerst in der Litoralzone müssen wir einen neuen Beweis erblicken für die Existenz eines brasilianisch-afrikanischen Kontinents. Entlang seiner Südküste breitete sich diese für die Südhalbkugel charakteristische Fauna aus, während im Innern des Geosynklinalmeeres die Fauna ihren kosmopolitischen, mediterran-pazifischen

[1] Die Fauna vom Ao. Tringuico wurde von Behrendsen l. c. beschrieben.

Charakter bewahrte. Im Grenzgebiet zwischen neritischer und bathyaler Fazies sammelte ich am Ao. de la Manga *Neocomites pseudoregalis* Burckh. und *Acanthodiscus radiatus* Brug. unmittelbar über den *Exogyra*-Kalken. Windhausen fand dieselben Ammoniten in Neuquen am Ao. Covunco in Lagen, auf die dort wieder Zweischalerschichten folgen. Durch das Vorkommen der Leitform des unteren Hauterivien aus Europa ist das Alter dieser Schichten auch in der Kordillere festgelegt.

Mittleres Hauterivien, Zone des *Holcoptychites neuquensis* Douv. sp. Die nun folgenden Bildungen haben nur in der Litoralzone, einmal ganz im Süden am Ao. Covunco und dann wieder ganz im Norden am Rio Diamante gut erhaltene Fossilien geliefert. Weiter im Innern des Gebirges sind sie durch schiefrige Kalkmergel vertreten, in denen nur schlecht erhaltene Ammonitenabdrücke vorkommen. Am Rio Diamante kann man nach der Fossilführung in den Kalkschiefern über den Trigonien und *Exogyra*-Schichten deutlich zwei Zonen unterscheiden. Die unterste ist ausgezeichnet durch *Holcoptychites neuquensis* Douv. sp. und im Süden am Ao. Covunco allein entwickelt. Die charakteristische Leitform hat Douvillé aus Neuquen als *Polyptychites* beschrieben. Die Jugendwindungen gleichen aber, wie schon Windhausen erkannte, vollkommen denen von *Holcodiscus*. Erst im Alter entwickeln sich die Nabelknoten, aber auch dann sind die Formen noch dadurch von den europäischen Polyptychiden verschieden, daß sich zwischen die von den Knoten ausgehenden Rippenbündel ungeknotete Einzelrippen einschalten. Ich schlage für diese ganz neuen, bis jetzt allein aus der argentinischen Kordillere bekannten Formen die Bezeichnung *Holcoptychites* vor[1]. Außer der Leitform liegt vom Ao. Covunco noch eine weitere Art vor, die im Alter stark aufgebläht und am Nabel mit großen, konischen, nach innen gerichteten Knoten verziert ist, *H. meridionalis* n. sp. Nicht minder interessant ist der von Douvillé als *Holcodiscus Recopei* beschriebene Ammonit. Auch von ihm liegt mir jetzt zahlreicheres Material vor, an dem ich die reich gegliederte, aber nur mäßig zerschlitzte Lobenlinie präparieren konnte. Da zeigte sich nun, daß die Art durch eine ganz eigentümliche

[1] Man vergleiche auch die Besprechungen dieser Formen durch Uhlig (Über die sogen. borealen Typen des südandinen Reichs. Dies. Centralbl. 1911. p. 536). Die Ausführungen Uhlig's fand ich durch meine Untersuchungen vollauf bestätigt. Es muß hier noch einmal erwähnt werden, daß von den von Douvillé beschriebenen Formen nur *Polyptychites neuquensis* Douv. und *Holcodiscus Recopei* Douv. aus dem Neocom stammen. Alle übrigen Arten gehören, wie schon Uhlig vermutete und Windhausen bestätigte, dem Tithon an. Bei den von Douvillé als *Simbirskites* beschriebenen Formen handelt es sich um andine Virgatiten, das Genus *Simbirskites* kommt also in der Kordillere nicht vor.

Ausbildung des ersten Laterallobus ausgezeichnet ist. Durch einen stark entwickelten Sekundärsattel ist der innere Seitenast dieses Lobus ganz abgetrennt und zu einem besonderen Element geworden. Etwas Ähnliches finden wir, abgesehen von den ganz anders skulptierten und gestalteten Leopoldien, nur bei gewissen Hopliten des norddeutschen Neocom wieder, die v. Koenen als *Hoplitoides* bezeichnete. Da nun die in Rede stehenden andinen Formen in der Jugend auch hochmündiger waren und weniger gewölbte Flanken besaßen, glaube ich, daß sie eher an jene Hopliten als an *Holcodiscus* anzuschließen sind. Namentlich mit *Hoplitoides laeviusculus* v. Koen. besitzt die Art auch in der Berippung manche Ähnlichkeit. Zusammen mit diesen Formen fand sich am Ao. Covunco noch ein neues *Desmoceras*, *D. Windhauseni* n. sp., das Beziehungen zu *D. cassidoides* Uhl. und *Puzosia liptoviensis* Zeuschn. sp. aufweist.

Zone des *Crioceras andinum* n. sp. Während die Schichtfolge am Ao. Covunco mit diesem Horizont abschließt, ist am Rio Diamante noch ein weiterer Schichtkomplex fossilreich entwickelt. Er schließt eine nicht minder merkwürdige Fauna ein, die durchweg aus Formen besteht, die mit zunehmendem Alter die Tendenz besitzen, sich auszurollen. Es kommt dabei zwar noch nicht zur vollkommenen Loslösung der Windungen, doch werden die Formen so evolut, daß sich die äußeren Umgänge nur eben noch berühren. Man kann daher sehr im Zweifel sein, ob man die Stücke noch zu den Hoplitiden rechnen oder schon den Crioceraten anschließen soll. Bekanntlich kommen auch im Hauterivien des Mediterrangebietes solche Zwischenformen zwischen Hopliten und Crioceraten vor, die als *Hoplites angulicostatus* d'Orb. und *H. baleare* Nolan beschrieben worden sind. Sie stellen jedoch offenbar nur gleiche Entwicklungsstadien dar und sind mit den andinen Formen nicht näher verwandt. Diese dürften sich nach ihrer Skulptur vielmehr z. T. an gewisse Hopliten des norddeutschen Neocom, wie *H. Deshaysi* d'Orb. und *H. Weissi* Neum. u. Uhl., anschließen und zu *Crioceras*-Formen vom Typ des *Crioceras Bowerbanki* Sow. und *C. fissicostatum* Roem. überleiten (*Neohoplites diamantensis* n. sp. und *N. Beederi* n. sp.). Noch häufiger als diese beiden ist eine andere Art, die ich als *Crioceras andinum* n. sp. bezeichnet habe, weil sie auf ihren äußeren Windungen bereits eine reine Crioceratenskulptur annimmt und sich nicht mehr an bestimmte Hopliten anschließen läßt. Neben diesen sich stark ausrollenden Ammoniten fand sich auch noch ein einzelner Hoplit, *Neocomites perditus* n. sp., bei dem die Ausrollung noch weniger hervortritt und der sich an die Gruppe des *N. amblygonius* Neum. u. Uhl. anschließen dürfte. Die Fauna der beiden letzten Stufen trägt einen ganz neuartigen Charakter, der sich nicht unerheblich von dem der Fauna der tieferen Neocomablagerungen unterscheidet und ihr bis jetzt noch eine recht isolierte Stellung gibt. Der

einzige mediterrane Anklang wird durch *Desmoceras Windhauseni* n. sp. dokumentiert. Aber selbst mit der durch Favre aus zweifellos gleichalterigen Schichten Patagoniens beschriebenen Fauna lassen sich keine direkten Verwandtschaftsbeziehungen konstatieren, wohl aber ein gewisser gemeinschaftlicher Charakterzug. Auch unter den patagonischen Arten weisen nämlich eine ganze Reihe Anklänge an solche des norddeutschen Neocom auf, mit denen wir ja auch einige unserer Formen noch am ehesten in Beziehung bringen konnten. Es dürfte sich zwar hier im andinen Neocom nicht um boreale Typen handeln, die mit den norddeutschen direkt verwandt sind, sondern die Ähnlichkeit der Formen mag eher durch gleiche äußere Lebensbedingungen hervorgerufen sein, bei denen aber weniger die Temperatur als die Tiefenverhältnisse des Meeres eine Rolle gespielt haben können. In Neuquen wie in Patagonien handelt es sich ebenso wie bei den Hilsbildungen Norddeutschlands um küstennahe Flachwasserbildungen. Neue Funde in cephalopodenreichen Ablagerungen gleichen Alters auf der Südhalbkugel werden vielleicht auch auf die verwandtschaftlichen Verhältnisse dieser merkwürdigen Fauna mehr Licht werfen. Ihre isolierte Stellung macht eine genaue Altersbestimmung der Schichten, in denen sie vorkommt, schwierig. Da sich aber die ausrollenden Hopliten in Südeuropa am Ausgang der Hauterive-Stufe einstellen, glaube ich, daß auch in den Anden diesen Schichten ein solches Alter zuzuschreiben ist. Es sind die höchsten fossilführenden Schichten in der unteren Kreide, mit Gips und dolomitischen Kalken schließt über ihnen der marine Sedimentationszyklus des Mesozoicums in der argentinischen Kordillere ab[1].

Charakter und verwandtschaftliche Beziehungen der Fauna der andinen Neocombildungen sind in neuerer Zeit von Uhlig[2] und Windhausen eingehend beleuchtet worden. Viele der in diesen Arbeiten ausgeführten spekulativen Betrachtungen sind durch die nun viel umfassendere Kenntnis der Fauna überholt. Ausführlich darauf einzugehen, bietet diese Mitteilung keinen Raum. Kurz möchte ich nur zum Schlusse noch einmal zusammenfassen, was wir auf sicheren Daten basierend über die Fauna des Palaeocretaceums in der Kordillere aussagen können. Die Ablagerungen des Neocoms sind in der argentinischen Kordillere in zwei verschiedenen Fazies entwickelt. Cephalopodenreiche Ablagerungen des tieferen Meeres sind im unteren Neocom im nördlicheren Gebiet vertreten.

[1] Die von Burckhardt (Palaeontogr. 50. 1903) am Rio Agrio als Aptien aufgefaßten Schichten dürften, nachdem sich die aus ihnen beschriebenen Zweischaler auch am Co. Lotena gefunden haben, ebenfalls dem Hauterivien angehören.

[2] Außer den schon zitierten Arbeiten vgl. auch die letzte Zusammenfassung: Die marinen Reiche des Jura und der Unterkreide. Zeitschr. d. Wiener geol. Ges. 4. 1911.

Ihre Fauna ist neben einigen typisch andinen Formen besonders durch Anklänge an die mediterrane und indopazifische Region ausgezeichnet. Sie läßt sich mit im wesentlichen gleichbleibendem Charakter durch die ganze Kordillere Südamerikas über Peru bis nach Mexiko verfolgen. Dort beobachten wir noch ganz die gleiche Aufeinanderfolge der Faunen und wenn es nicht gelang, argentinische Arten mit mexikanischen zu identifizieren, so liegt das sicher nur an dem schlechten Erhaltungszustand der letzteren[1]. Im Gegensatz dazu weist die Fauna der küstennahen Flachwasserbildungen am Ostrande des Gebirges einen anderen Charakter auf. Zu den auch hier noch deutlichen mediterran-pazifischen Beziehungen gesellt sich ein neues Faunenelement, das für die Südhalbkugel bezeichnend zu sein scheint. Es findet sich wieder in den Ablagerungen des älteren Neocom in Südafrika, während wir es aus dem jüngeren Neocom bis jetzt nur aus Patagonien in typischer Entwicklung kennen. Typische sogen. boreale Formen konnte ich dagegen im Neocom Argentiniens nicht entdecken.

Ich lasse hier noch drei sich ergänzende Detailprofile durch die geschilderten Ablagerungen folgen, sowie eine tabellarische Übersicht (p. 148).

Profil an der südlichen Talflanke des Rio Grande, östlich des Portezuelo del Perdido.

Andesitlager.

Rote Sandsteine und Konglomerate.

Dolomitische, dickbankige Kalke, ca. 30 m.

Helle, plattige Mergelkalke mit *Crioceras andinum* n. sp., *Neohoplites diamantensis* n. sp., *Beederi* n. sp., *Neocomites perditus* n. sp., ca. 40 m.

Muschelig brechende Mergelkalke mit *Holcoptychites neuquensis* n. sp., ca. 50 m.

Dicke grobsandige Kalkbänke voll *Exogyra Couloni* d'Orb., ca. 30 m.

Mergelkalke mit eingelagerten sandigen Kalkbänken voll *Trigonia transitoria* Steinm. und anderen Zweischalern, ca. 50 m.

Heller dünnbankiger Sandstein und Konglomerat, ca. 20 m.

Rote Sandsteine und Arkose aus Quarzporphyrmaterial, ca. 30 m.

Paläozoischer Granit.

[1] Bei San Pedro de Gallo (Bol. Instituto geolog. de Mexico. 1912) entspricht Burckhardt's Portlandien super. unserer Zone mit *Berriasella mendozana* Behr., die Schistes du Panteon und Couches à Steueroceras unserer Zone des *Steueroceras Koeneni* Steu. sp. (oberes Berriasien = Infravalanginien und nicht unteres Berriasien, wie Burckhardt angibt). Die Couches à Spiticeras haben in den Anden ihr Äquivalent in der Zone des *Spiticeras Damesi* Steu. sp. und die Couches à Holcodiscus dürften, wie auch Burckhardt schon vermutete, bereits an die Basis des Hauterivien zu stellen sein; sie besitzen anscheinend einen von der argentinischen Ausbildung abweichenden Charakter.

Schichtfolge im Westen des Arroyo de la Manga
(Gesamtmächtigkeit ca. 100 m).

Mergelschiefer und Kalkbänke mit *Acanthodiscus radiatus* Brug. und *Neocomites pseudoregalis* Burckh.
Dicke Kalkbänke voll *Exogyra Couloni* d'Orb., ca. 50 m.
Mergelkalke mit Zweischalern.
Schiefrige Mergel und gelbe Kalke mit *Neocomites regalis* Bean forma *argentina*, *N. inflatus* n. sp., *Acanthodiscus Keideli* n. sp.
Mergel mit eingelagerten Kalkbänken voll kleiner Exogyren und Zweischalern, sowie *Spiticeras Damesi* Steu. sp.
Kalkbank mit *Berriasella fraudans* Steu. sp. und *Himalayites* sp.

Schichtfolge am Arroyo Durazno und Cerro Bolador
(ca. 150 m).

Kalkbank voll *Spiticeras Damesi* Steu. sp.
Schiefriger Mergelkalk mit *Berriasella fraudans* Steu. sp.
Dunkle Mergelschiefer.
Linsen dichten Kalkes mit *Steueroceras Koeneni* Steu. sp. und *Berriasella callistoides* Behr.
Schwarze Mergel.
Geodenlage mit *Thurmannia Duraznensis* n. sp., *Berriasella Beneckei* Steu. sp., *Spiticeras acutum* n. sp. und *Hauthali* n. sp.
Schwarze Mergel.
Harte Knollenkalkbank mit *Steueroceras Koeneni* Steu. sp. und *striolatissimum* Steu. sp.
Dunkler Mergel mit Geoden und Kalklagen mit *Steueroceras Koeneni* Steu. sp., *Berriasella inaequicostata* n. sp., *spinulosa* n. sp.
Geodenlage voll *Hoplites Burckhardti* M.-Eym., *Berriasella alternans* n. sp.
Schwarze Mergel.
Geodenlage voll *Aulacosphinctes saladensis* n. sp., *Kossmatia desmidoptycha* Uhl., *laevis* n. sp.
Schwarze Mergel mit Geoden und Kalkbänken in diesen: *Berriasella mendozana* Behr. sp., *Oppeli* Kil., *callistoides* Behr.
Kalkbank mit *Berriasella densecostata* n. sp.

Übersicht über Gliederung und Fauna des Neocom und Tithon in der argentinischen Kordillere.

Hauterivien		Zone des *Crioceras andinum* n. sp.	*Crioceras andinum* n. sp. *Neohoplites Diamantensis* n. sp., *Beederi* n. sp.
Hauterivien		*Holcoptychites neuquensis* Douv. sp.	*Holcoptychites neuquensis* Douv. sp., *meridionalis* n. sp. *Hoplitoides Reeopei* Douv. sp. *Neocomites* cf. *oxygonius* Neum. u. Uhl. *Desmoceras Windhauseni* n. sp.
Hauterivien		*Acanthodiscus radiatus* Brug. *Neocomites pseudoregalis* Burckh.	*Acanthodiscus radiatus* Brug., *Keideli* n. sp. *Neocomites pseudoregalis* Burckh., *regalis* Bean, forma *andina*, *transgrediens* Steu. sp., *inflatus* n. sp., *senilis* n. sp. *Hoplites australis* Burckh., *Thurmannia* cf. *rotula* Steu. In der Litoralzone: *Exogyra Couloni* d'Orb., *Trigonia transitoria* Steinm., *carinata* Agass., *Eriphyla argentina* Behr., *Cucullaea Gabrielis* Leym., *Myoconcha transatlantica* Burckh. u. v. a. *Astieria Atherstoni* Sh., *laticostata* n. sp. *Leopoldia attenuata* Behr., *Neumayri* Behr.
Valanginien		*Spiticeras Damesi* Steu. sp.	*Spiticeras Damesi* Steu. sp., *Damesi* var. *fraterna* Steu., *Damesi* var. *excelsa* n. var., *Groeberi* n. sp. *Himalayites egregius* Steu. sp., ? *H. grandis* Steu. sp. *Neocomites loncochensis* Steu. sp. *Acanthodiscus Wichmanni* n. sp., ? *A. turgidus* Steu. sp. *Berriasella fraudans* Steu. sp. *Steueroceras permulticostatum* Steu. sp. In der Litoralzone: *Spiticeras Stanleyi* Opp. sp., *latior* Steu. sp., *glaber* n. sp., ? *Himalayites argentinus* Steu. sp. *Steueroceras malarguense* Steu. sp., *Neocomites* sp., *Nautilus* sp.
Valanginien	Berriasien	*Steueroceras Koeneni* Steu. sp.	*Thurmannia* cf. *Thurmanni* Pict., ? *Th. duraznensis* n. sp., *discoidalis* n. sp. *Steueroceras Koeneni* Steu. sp., *Koeneni* var. *fasciata* Steu., *Steueri* n. sp., *striolatissimum* Steu. sp. *Spiticeras acutum* n. sp., *Hauthali* n. sp., cf. *conserrans* Uhl., *Groteanum* Opp. sp. *Berriasella Beneckei* Steu. sp., *quadripartita* Steu., *spinulosa* n. sp., *alternans* n. sp., *inaequicostata* n. sp. *Hoplites Burckhardti* M.-Eym.
Tithon	Berriasien	*Berriasella mendozana* Behr. sp.	*Berriasella Köllickeri* Opp. sp., *mendozana* Behr. sp. u. Verw., *callistoides* Behr. sp., *Oppeli* Kil., *densecostata* n. sp. *Aulacosphinctes saladensis* n. sp., *proximus* Steu. sp., *mangaensis* Steu. sp., *Lytoceras* sp. *Kossmatia desmidoptycha* Uhl., *laevis* n. sp.
Tithon		*Neumayria Zitteli* Burckh.	*Haploceras* cf. *tenuifalcatum* Neum., *Neumayria Zitteli* Burck., *pseudoolithica* Haupt, *Aspidoceras andinum* Steu., *euomphalum* Steu., *Steinmanni* Haupt *Simoceras*, *Aulacosphinctes*, *Perisphinctes* var. sp.
Tithon		*Virgatites mendozanus* Burckh.	*Virgatites mendozanus* Burckh. (= *V. scythicus* Visc. bei Burckh.), *Perisphinctes choicensis* Burckh., *australis* Burckh., *erynoides* Burckh. u. a.

Alter der *Pithecanthropus*-Schichten.

Von **V. Hilber.**

Die *Pithecanthropus*-Schichten werden von den meisten Forschern für diluvial, von einem Teil für tertiär gehalten. Für die Beurteilung der Frage liegen folgende Anhaltspunkte vor: 1. Die Säuger. 2. Die Reptilien. 3. Die Konchylien. 4. Die Pflanzen. 5. Das Klima. 6. Die Vulkane. 7. Die Tektonik. 8. Die Niederterrasse. 9. Spuren des Menschen.

Von den Fischresten sehe ich ab, da die Bearbeitung durch Hennig im Selenkawerk keine Bestätigung der Dubois'schen Bestimmungen, sondern nur Gattungsnamen ergab.

1. **Säuger.** Alle 27 Arten sind ausgestorben (*Bibos gaurus*, welchen Dubois anfangs als einzige lebende Art angeführt, wird von ihm nicht mehr erwähnt). Der Vergleich mit den europäischen Verhältnissen ergibt pliocänes Alter, denn eine diluviale Säugerfauna aus lauter ausgestorbenen Arten kennen wir in Europa und auch sonst außer den zwei strittigen Faunen von Trinil und Narbada nicht. Selbst die Fauna von Mauer mit tertiären Anklängen enthält viele lebende Arten, die des Waldbettes von Cromer, welche sehr nahe der Wende zwischen Pliocän und Diluvium steht, ja von einigen Autoren für pliocän erklärt wird, enthält neben 15 ausgestorbenen 10 lebende Säugetierarten.

Zum Vergleich mit Kendeng wird ferner die Fauna von Narbada herangezogen. Unter den angegebenen 10 Säugetierarten werden eine lebende (*Cervus Aristotelis* Cuv.[1]), hingegen 6 aus der Sivalikfauna bekannte Arten (*Elephas insignis*, *E. hysudricus*, *E. planifrons*, *E. ganesa*, *Rhinoceros palaeindicus*, *Bos palaeindicus*) angeführt. In dieser Gesellschaft ist eine lebende Art sehr merkwürdig, und ich bezweifle deshalb die Richtigkeit der Bestimmung. (Nach D. Brauns[2] ist übrigens in Narbada keine lebende Art vorgekommen.) Das Auftreten von über einem Drittel tertiärer Arten widerspricht allen Erfahrungen über diluviale Säugerfaunen und ich muß deshalb Falconer und D. Brauns beistimmen, welche Narbada nicht für diluvial, wie „die indischen Geologen einstimmig", sondern für pliocän halten. Die 14 mit lebenden identen Süßwassermollusken sind kein Hindernis für diese Anschauung, da die 21 Binnenkonchylien des Pliocäns von Tarent noch leben.

[1] Schlosser. Die fossilen Säugetiere Chinas. Abh. d. math.-nat. Klasse d. K. bayr. Akad. d. Wiss. 22. 1906. 195. Hier auch (206) Verzeichnis der Sivalikfauna.

[2] Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1883. 9.

Etwas anderes wäre es mit dem von Medlicott und Blanford[1] abgebildeten, ausdrücklich als in situ in den Schichten gefunden bezeichneten Quarzitfäustel von frühpaläolithischer Form (Chellean oder Acheulean). Angesichts der angeführten paläontologischen Daten muß man mit der Möglichkeit rechnen, daß der Gegenstand, wie dies bei Artefakten nicht selten der Fall war, nachträglich in die Schichten gelangt ist. Denn er paßt auch nicht in eine etwa diluviale Fauna aus ausgestorbenen Arten. Eine solche müßte man spätestens an den Beginn des Diluviums stellen, die paläolithische Kultur und die sie tragenden Menschenarten bestanden aber damals noch nicht. Der Fäustel stimmt also auch unter Annahme diluvialen Alters der Narbadaschichten nicht mit der Fauna.

Von den drei pliocänen Säugerfaunen Europas, der von Pikermi, von Montpellier und des Arnotales würde die erste der jüngeren Abteilung (Hauptmasse) der Sivalikfauna, die zweite der Narbadafauna entsprechen, da sie durch 6 gemeinsame Arten mit der Sivalikfauna verknüpft, aber durch 10 abweichende getrennt ist. Die wieder mit der Narbadafauna verwandte der *Pithecanthropus*-Schichten kann man, da sie keine mit Sivalik idente Form enthält (auch *Elephas ganesa* wird als Varietät unterschieden, ja Janensch hält die Form für zu verschieden, um sie als Varietät zu bezeichnen) nur für jünger als die Narbadafauna, nach dem obigen aber nicht als quartär betrachten und daher der Fauna des Arnotales gleichstellen. Gegenwärtig wird die Fauna von Narbada allgemein für jünger gehalten als die von Trinil. Frech[2] erklärt die Abweichung der Trinilfauna von der lebenden Javas für größer als die der Narbadafauna von der des indischen Festlandes. Stremme[3] bestimmt das näher dahin, daß von den 14 genera oder subgenera der Narbadaschichten 5 aus Indien und von den 14 der Selenkaexpedition 7 aus Java verschwunden sind. Diese höhere Ziffer, an sich wohl auch zu einer verläßlichen Statistik ungenügend, würde sich wohl ungezwungen aus der Verarmung einer Inselfauna erklären und ist gegenüber den 6 Sivalikarten der Narbadaschichten ohne Bedeutung.

2. **Reptilien.** Unter den 7 Arten befindet sich keine lebende. Das spricht gegen quartäres Alter der Schichten.

3. **Fluviatile Konchylien**[4]. 87,5 % der Gasteropoden leben noch (14 bestimmbare lebende und 2 lebend nicht bekannte Arten).

[1] A Manual of the geology of India. Part II. Pl. XXI fig. 1.

[2] Lethaea. III, 2, 1. p. 31.

[3] Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1911. 86.

[4] Die zwei aus den Kendeng-Schichten im Selenkawerk genannten lebenden Landkonchylien *Bulimus citrinus* Brug. (Carthaus 13) und *Helix rotatoria* v. d. Busch (Martin-Icke 50, welche erstere Gattung nicht nennt), sind wegen ihrer geringen Zahl nicht berücksichtigt.

Von den 2 Muschelarten lebt eine, das ergibt für die fluviatilen Schaltiere unter 18 15 lebende = 83 %. Martin berechnet für das Quartär von Celebes 88 % lebende Arten. Kobelt[1] gibt aus dem Pliocän von Tarent[2] (16 m über dem Meere) 260 marine Konchylien an, von welchen „kaum mehr als 3 % ausgestorben sind", während die 21 Binnenkonchylien noch leben. Hingegen berichtet Sandberger, daß sich unter den Binnenkonchylien der jüngsten europäischen Pliocänschichten (Arnotal) keine lebende Art befindet. Nach ihm leben andererseits alle 15 Binnenkonchylien der forest beds noch jetzt in England. Die Konchylien sprechen, wenn auch nicht entschieden für Tertiär, doch auch nicht entschieden für Quartär.

4. **Pflanzen.** Nach Schuster leben sämtliche 52 Pflanzenarten noch jetzt. Auch keine ausgestorbene Varietät sei unter ihnen. Die pliocäne Flora besteht nach ihm und anderen aus 1. ausgestorbenen, 2. denen anderer Erdteile analogen, 3. noch jetzt in der Gegend lebenden Arten (wozu noch 4. die noch in anderen Gegenden lebenden kämen). Da weder ausgestorbene, noch Arten anderer Florengebiete vorgekommen sind, sei die Flora diluvial. Schuster's Bestimmungen werden von dem Kenner der javanischen Flora Hallier[3] für unsicher und sogar die rezenten Vergleichsobjekte für unrichtig bestimmt erklärt, sonach kann auch der aus den Pflanzen gezogene Schluß auf das Alter der Schichten nicht als sicher gelten. Eine Neubearbeitung der Pflanzen von anderer Seite wäre wünschenswert.

5. **Klima.** Elbert und Schuster haben aus den Pflanzen auf niedrigere Jahrestemperatur zur Ablagerungszeit der Kendeng-Schichten geschlossen. Abgesehen von der erwähnten Unzuverlässigkeit der Artbestimmungen hat Carthaus[4] 10 Pflanzenarten der Schichten genannt, welche jetzt nur in der warmen Niederung vorkommen, und darauf hingewiesen, daß die Binnenschnecken der Ablagerung in der tieferen, heißen Zone der Insel Java zu finden sind. Damit ist die Annahme kälteren Klimas, welche als Mitbegründung des diluvialen Alters herangezogen wird, widerlegt. Größerer Regenreichtum hingegen, welcher allerdings anzunehmen ist, beweist nichts gegen das pliocäne Alter.

6. **Vulkane.** Unter den Beweisen für das diluviale Alter der *Pithecanthropus*-Schichten wird auch angeführt, daß die vulkanischen Trümmer dieser Schichten und folglich die Schichten selbst erst

[1] Jahrb. d. deutsch. malakozool. Ges. I. 1894.

[2] Fuchs, Die Tertiärbildungen von Tarent. Sitz.-Ber. d. K. Akad. d. Wiss. 70. I. Abt. 1874. 193. Quartäres Alter der Schichten schließt Fuchs ausdrücklich aus.

[3] Hallier und Elbert, dies. Centralbl. 1911.

[4] Selenkawerk, p. 12.

im Diluvium abgelagert worden seien, da die vulkanische Tätigkeit in der Umgebung erst in dieser Periode, ja sogar erst im Mitteldiluvium (Volz) begonnen habe. Volz[1] meint ferner, daß an tätigen Vulkanen ansehnliche Quartärbildungen vorhanden sein müssen und das können nur die Kendeng-Schichten sein. Demgegenüber verweise ich mit Dubois auf Verbeek und Fennema[2], welche den Beginn der vulkanischen Tätigkeit auf Java in das Miocän verlegen, ferner auf Carthaus, welcher massenhaftes vulkanisches Material aus den sicheren Tertiärschichten des Kendeng-Gebirges angibt. Die Vulkane Kukusan und Lawu, welche mit dem Wilis die Tuffe der Kendeng-Schichten geliefert haben, sind nach Volz[3] diluvial. Elbert[4] erklärt den Kukusan für pliocäner Entstehung, Dubois[5] betrachtet die Annahme eines späteren Beginnes der Tätigkeit aller drei Vulkane als unerwiesen.

Das erwähnte Volz'sche zweite Argument ist durch Dubois mit dem Hinweise auf andersartige Quartärbildungen widerlegt worden.

7. **Tektonik.** Nach Dozy[6] hat die Hauptknochenschicht geringe Neigung an den Enden und liegt im übrigen „horizontal", wie durch Nivellierung festgestellt wurde. Dubois[5] (p. 1237) ist die Aufrichtung der Knochenschicht ein Beweis ihres vorquartären Alters. Elbert[4] (p. 656) schließt aus den Lagerungsverhältnissen auf diluviales Alter. Die Kendeng-Schichten liegen konkordant auf Oberpliocän, aber die oberen Kendeng-Schichten erosionsdiskordant über älterem Oberpliocän. Die Kendeng-Schichten werden von derselben Gebirgsbildung beherrscht, wie das Pliocän und Miocän des Kendeng und Pandan. Aus diesen Tatsachen folgert Elbert, daß die Kendeng-Schichten jünger als Oberpliocän, folglich altdiluvial seien. Dieser Schluß ist nicht zwingend, denn die ganze angenommene Folge der Ereignisse bis nach Ablagerung der oberen Kendeng-Schichten kann sich auch im Pliocän vollzogen haben.

8. **Niederterrasse.** Elbert[7] hat den Hauptvertreter der Kendeng-Schichten, *Stegodon*, außerdem *Elephas*, *Hippopotamus* (welche ebenfalls aus den Kendeng-Schichten angeführt werden) in

[1] N. Jahrb. f. Min. etc. Festband 1907.

[2] Carthaus, Selenkawerk, p. 2.

[3] Das geologische Alter der *Pithecanthropus*-Schichten bei Trinil, Ostjava. N. Jahrb. f. Min. etc. Festband 1907. p. 268.

[4] Über das Alter der Kendeng-Schichten ... N. Jahrb. f. Min. etc. XXV. Beil.-Bd. 1908. p. 653.

[5] Das geologische Alter der Kendeng- oder Trinilfauna. Tijdschrift van het Koninklijk Nederlandsch Aardrijdks Kunding Genootschaft. 2. seriede XXV. 1908.

[6] Selenkawerk, p. 35.

[7] Dubois' Altersbestimmung der Kendeng-Schichten. Dies. Centralbl. 1909. p. 513.

den jungdiluvialen Terrassenkiesen des Soloquertales „auf primärer Lagerstätte“ nachgewiesen. Außerdem enthalten die Kiese hauptsächlich Paludinen neben einzelnen Unionen. (Diese zwei Gattungen sind auch in den Kendeng-Schichten vertreten.)

Stegodon ist für Diluvium an sich, für Jungdiluvium (Niederterrasse!) schon gar sehr bedenklich. Es ist eine pliocäne Gattung, welche sonst nur im angeblichen Diluvium von Narbada und Java vorkommt. Die primäre Lagerstätte, für welche nur die Behauptung vorliegt, scheint mir sehr zweifelhaft, da die Terrassen unmittelbar an die Kendeng-Schichten anstoßen und diese an ihrem Bildungsmaterial sicher Anteil haben. Der etwaige Mangel von Abrollung, selbst sporadisches Beisammenliegen zusammengehöriger Knochen könnte bei der Berührung der Niederterrasse mit den Kendeng-Schichten nicht entscheiden: es könnten ganze Schollen dieser Schichten in die Niederterrasse gekommen sein. Aber noch eine andere Möglichkeit besteht. Es wäre nachzuweisen, daß die Terrassen durch Aufschüttung entstanden, „Baustufen“ sind. sie können auch aus den Kendeng-Schichten herausgeschnitten, „Grundstufen“ sein. Kiese kommen auch in den Kendeng-Schichten vor und Elbert (l. c. p. 656) sagt, daß die Gesteine der Kendeng-Schichten oft schwer von den hangenden Kies- und Sandbildungen der Hochterrasse zu unterscheiden seien. Es bleibt also nur die Angabe der Horizontalität der Terrassenschichten gegenüber der Faltung der Kendeng-Schichten. Wie erwähnt, behauptet Dozy die horizontale Lage der Kendeng-Schichten auf Grund von Messungen, so daß man auf das letztere Argument nicht sicher bauen kann.

9. **Menschenspuren**[1]. Alles, was diesbezüglich angegeben wird, ist nach den Autoren selbst zweifelhaft.

Ergebnisse.

1. Die Narbadafauna kann wegen ihrer 6 Sivalikarten nicht diluvial sein; die mit ihr verwandte Trinilfauna wegen der Verwandtschaft und weil sie lauter ausgestorbene Säugerarten enthält, ebenfalls nicht. Da der Trinilfauna die Sivalikarten fehlen, muß sie jünger sein als die Fauna von Narbada. Sie ist oberpliocän, letztere mittelpliocän (Sivaliks jüngste Knochenschichten sind unterpliocän).
2. Die ausgestorbenen Reptilien stimmen mit diesem Ergebnis.
3. Die fluviatilen Konchylien sprechen nicht dagegen. Der hohe Prozentsatz lebender Arten schließt Oberpliocän nicht aus.
4. Die Angabe, daß in den Kendeng-Schichten lauter lebende Pflanzenreste vorgekommen sind, muß mit Rücksicht auf die ungenügende Bearbeitung der Reste als zweifelhaft bezeichnet werden.

[1] Selenkawerk, p. 214, 231.

5. Die Angabe kälteren Klimas als heute hat sich als nicht haltbar erwiesen. Feuchteres Klima schließt Pliocän nicht aus.
6. Daß die Vulkane, durch deren Tätigkeit die Kendeng-Schichten gebildet wurden, erst seit dem Diluvium tätig sind, ist unrichtig.
7. Die Tektonik gibt keinen zwingenden Beweis für das diluviale Alter der Kendeng-Schichten.
8. Die Säugetiere der Kendeng-Schichten in der „jungdiluvialen" Niederterrasse, wegen *Stegodon* mit diesem Alter unvereinbar, können sich auf sekundärer Lagerstätte befinden, andererseits kann die Niederterrasse aus den Kendeng-Schichten herausgeschnitten sein.
9. Die ursprünglich als Beweis diluvialen Alters angegebenen Menschenspuren sind zweifelhaft und lassen sich überdies mit der Säugerfauna nicht in Einklang bringen.

Das von Dubois aus den Säugern gefolgerte pliocäne Alter der Kendeng-Schichten ist durch keinen der dagegen angeführten Gründe widerlegt worden; es findet eine weitere Stütze in dem pliocänen Alter der Narbadaschichten.

Phosphorescenz und Schmelzen der Sulfide der II. Gruppe, insbesondere des Zinksulfids[1].

Von **Erich Tiede** und **Arthur Schleede** in Berlin.

Mit 1 Textfigur.

Die Sulfide der II. Gruppe des periodischen Systems beanspruchen als Grundlage stark phosphorescenzfähiger Präparate ein besonderes Interesse. Nach Lenard sind für die Entstehung der Phosphore drei Komponenten erforderlich: Sulfid, Schmelzmittel und Schwermetall und Glühen der erhaltenen Mischung in bedecktem Tiegel. Von den beiden zum Sulfid notwendigen Zusätzen kann das Schmelzmittel in relativ großer Menge zugefügt werden (bis $\frac{1}{5}$), das Schwermetall dagegen nur in äußerst kleinen Mengen (etwa 10^{-4}). Die Größenordnung des Schwermetalls erfordert für das Ausgangssulfid ein in dieser Beziehung möglichst genau definiertes Material. Charakteristisch für die spektrale Verteilung des emittierten Phosphorescenzlichtes sind nach Lenard Sulfid und Schwermetall, während das Schmelzmittel in erster Linie als Bindemittel für die anderen Komponenten dient. Es kommen

[1] Vgl. Berichte der Deutschen Chem. Gesellschaft. 53. 1721. 1920.

hierfür eine ganze Reihe von schwer schmelzbaren Salzen wie Natriumchlorid und andere in Frage. Vom physikalisch-chemischen Standpunkt bestehen zwei Möglichkeiten für die Wirkungsweise des Schmelzmittels: entweder kann es als sogenannter Mineralisator die Entstehung einer bestimmten Kristallform veranlassen, oder es wirkt lediglich intermolekular druckerhöhend oder schmelzpunkterniedrigend. Trifft das erste zu, so müssen die Phosphore in bestimmter Form kristallisierte Produkte darstellen, resp. müßte man durch Herstellung einer bestimmten Kristallform zu phosphorescierenden Präparaten kommen. Trifft dagegen das zweite zu, so müßte mit Schmelzmittel nicht gemengtes, geschmolzenes Sulfid in gleicher Weise phosphorescieren wie die nach der Lenard'schen Methode gewonnenen Präparate.

Zur Entscheidung dieser mineralogisch und phosphorescenzchemisch wichtigen Fragen wandten wir uns zunächst dem Zinksulfid zu, da es sich dem natürlichen Vorkommen entsprechend leicht in zwei wohldefinierten Kristallformen darstellen läßt.

Als Ausgangsmaterial benutzten wir das seit einiger Zeit im Handel befindliche, durch die Physikalisch-Technische Reichsanstalt analytisch charakterisierte „normierte“ Zink. Das normierte[1] Zink hatte einen Cadmiumgehalt von 10^{-4}, während es von anderen Metallen so gut wie frei war. Das Zink wurde in verdünnter Schwefelsäure gelöst, und das Sulfid aus dieser Lösung mit Hilfe von Schwefelwasserstoff (aus elektrolytischem Wasserstoff und Schwefeldampf synthetisch dargestellt) gefällt (Fällung unvollständig). Zur Befreiung von Hydrosulfid usw. wurde endlich noch im Schwefelwasserstoffstrom bei Rotglut behandelt.

Über die Kristallformen und Kristallisationsbedingungen des Zinksulfids liegt eine ausführliche Mitteilung von Allen und Crenshaw[2] vor. Die beiden Kristallformen, in denen Zinksulfid auftritt, sind Blende oder Sphalerit (reguläre Tetraeder und Dodekaeder) und Wurtzit (hexagonal). Der Umwandlungspunkt liegt zwischen 1015° und 1024°, und zwar besteht oberhalb dieser Temperatur Wurtzit, unterhalb Blende. Die von Allen und Crenshaw ausgearbeiteten Methoden wurden von uns benutzt, um die verschiedenen Kristallformen darzustellen. Es zeigte sich dabei, daß beide Kristallformen phosphorescierend und nicht phosphorescierend erhalten werden konnten, mithin also eine Parallelität zwischen Kristallform und Phosphorescenz nicht festzustellen war. — Wir wandten uns daher dem tatsächlichen Schmelzvorgang zu. Von den Sulfiden der II. Gruppe sind die Sulfide der Erdalkalien bereits von Mourlot[3] in geschmolzenem Zustande erhalten worden nach

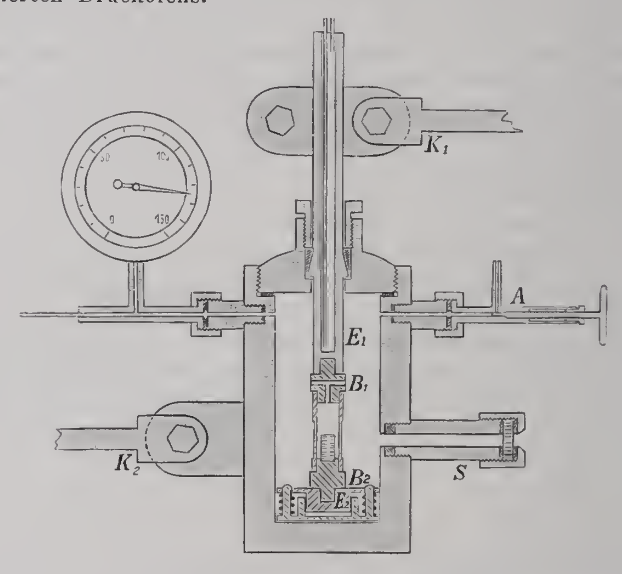
---

[1] F. Mylius, Zeitschr. f. Elektroch. **23**. 152. 1917. — Die Naturwissenschaften. **5**. Heft 25. 22. 6. 17.

[2] Amer. Journ. Sc. **34**. 341. 1912. — Zeitschr. f. anorg. Ch. **79**. 125. 1913.

[3] C. r. **127**. 408. 1898. — Ann. Chim. Phys. (7.) 525. 1899.

phosphorescenzchemisch nicht einwandfreien Methoden. Die Sulfide von Zink, Cadmium und Quecksilber sind bisher überhaupt noch nicht geschmolzen worden, da sie bei gewöhnlichem Druck nur sublimieren. Es gelang den Verfassern nun den Schmelzvorgang für letztere tatsächlich hervorzurufen mit Hilfe des nebenstehend skizzierten Druckofens.



Prinzip: Im Innern einer Stahlbombe von 2 cm Wandstärke und 7 cm lichter Weite wird bei einem Stickstoffdruck von ca. 150 Atm. durch elektrischen Strom (ca. 13 Volt, 500—600 Amp.) ein Kohlerohr zum Glühen gebracht, in dessen Innern sich das Sulfid befindet. Um die Aufnahme von Kohle und sonstiger Verunreinigungen aus dem Heizkörper zu verhindern, wurde eine direkte Berührung mit dem Heizkörper vermieden, indem das mit Hilfe eines Glasstempels zu einem Zylinder gepreßte, amorphe Sulfid freistehend in dem Kohlerohr aufgestellt wurde. Um eine optische Temperaturbestimmung (Holborn-Kurlbaum) zu ermöglichen, war an der Seite der Bombe ein Schaurohr angebracht. Eichung des Pyrometers für die vorliegenden Verhältnisse (Lichtabsorption durch komprimiertes Gas und Glasplatte) durch Schmelzen eines Platinstücks im Innern des Zylinders unter gleichzeitiger Ablesung der dabei aufgewandten Kilowattzahl. Die Temperaturen haben nur schätzungsweisen Wert.

Mit Hilfe dieses Druckofens gelang es uns nun, die Sulfide von Zink, Cadmium und Quecksilber tatsächlich zu schmelzen. Für die Phosphorescenzfrage ergab sich, daß das geschmolzene Zinksulfid ebenso wie das nach der Lenard'schen Methode behandelte Zinksulfid stark phosphoresciert, und zwar liegt die Farbe des emit-

tierten Phosphorescenzlichtes der äußeren geschmolzenen Schichten nach dem roten Teil, der inneren, nur gesinterten Schichten dagegen mehr nach dem violetten Teil des Spektrums zu. — Cadmium und Quecksilber konnten auch durch den Schmelzvorgang nicht zur Phosphorescenz gebracht werden, da die dunkle Eigenfärbung offenbar den Phosphorescenzeffekt verhindert. — Schließlich wurden auch noch die Erdalkalisulfide und das Magnesiumsulfid in dem Druckofen geschmolzen. Es zeigte sich dabei, daß bei den Erdalkalisulfiden der Druck für die Erzielung des Schmelzvorgangs nicht notwendig ist, aber die Entstehung einer glänzenden Oberfläche begünstigt. Für die Schmelzung des Magnesiums ist der Druck ohne bemerkenswerten Einfluß. Mit Bezug auf die Phosphorescenzfähigkeit ergab sich bei den Erdalkalisulfiden das gleiche wie beim Zinksulfid. Die Phosphorescenz des geschmolzenen Magnesiumsulfids ist bei gewöhnlicher Temperatur nur sehr schwach. — Durch vorstehende Feststellungen scheint für die Phosphorescenzfrage erwiesen, daß das sogenannte Schmelzmittel bei der Lenard'schen Präparation durch den tatsächlichen Schmelzvorgang ersetzt werden kann.

Die von uns angewandten Schmelzbedingungen sind aus nachfolgender Tabelle ersichtlich:

Sulfid	Druck	Temperatur des Kohlerohrs
Zn S	150 Atm.	1800—1900°
Cd S	100 „	1750°
Hg S	120 „	1450°
Mg S	1 Atm. und 75—100 Atm.	über 2000°
Ca S		
Sr S		
Ba S		

Über die von uns erstmalig geschmolzenen Sulfide von Zink, Cadmium und Quecksilber ist folgendes zu sagen:

1. Geschmolzenes Zinksulfid hat das Ansehen einer glänzenden Glasur von hellem, grünlichgelbem Farbton. Sublimation oder Dissoziation hatte nicht stattgefunden. Die quantitative Analyse des Schmelzproduktes ergab ein 100 %-Sulfid. Es ist von harter Struktur und auch gegen chemische Einflüsse erheblich widerstandsfähiger als das Ausgangsmaterial. Die kristallographische Untersuchung[1] ergab, wie zu erwarten war, das Vorliegen der hexagonalen Modifikation.

2. Cadmiumsulfid wurde ebenso wie das Zinksulfid amorph aus der Sulfatlösung gewonnen. Das geschmolzene Sulfid zeigt glänzende Glasur und ist von dunkel gelbbrauner Farbe und von

[1] Herr Dr. Korreng vom Mineralogischen Institut unterstützte uns hierbei in liebenswürdigster Weise.

ähnlicher Härte wie das Zinksulfid. Sublimation oder Dissoziation hatte ebenfalls nicht stattgefunden.

3. Quecksilbersulfid wurde mit Schwefelwasserstoff aus Sublimatlösung gefällt. Das geschmolzene Sulfid war nicht zu einer Glasur geschmolzen, sondern zeigte stahlgraues, mattes Aussehen, einzelne Stellen zeigten rötlichen Farbton. Es hatte glänzenden kristallinischen Bruch. Schon bei ganz leichter Berührung (Reiben mit dem Fingernagel) wandelte sich der Farbton in Rot.

Besprechungen.

M. Neumayr: Erdgeschichte. Dritte Aufl., bearbeitet von **Fr. Eduard Sueß**. Bd. I (Dynamische Geologie). 543 p., 132 Abb. im Text, 30 Taf., darunter 6 farbige, sowie 2 farbige Karten. Bibliograph. Institut Leipzig-Wien 1920.

Es gibt für einen weiten Leserkreis wohl keine gefälligere, zuverlässigere und anregendere Einführung in die Aufgaben, Probleme und Erkenntnisse der Geologie als Neumayr's zweibändige Erdgeschichte von 1886. Selbst ohne Neubearbeitung wäre sie für ihren Zweck noch heut unübertroffen. Nun ist sie aber in bildsamster Weise mit der Weiterentwicklung der Wissenschaft mitgegangen: 1895 erschien die zweite Auflage, von V. Uhlig bearbeitet in verständnisvoller Anpassung nach beiden Seiten hin: an den Verfasser wie an jüngere Bedürfnisse. Und jetzt läßt der rührige Verlag allen Verhältnissen zum Trotz wiederum den Schritt vorwärts tun, der sich von Zeit zu Zeit empfiehlt. Fr. Ed. Suess hat sich der dankenswerten Aufgabe der Neugestaltung des bewährten Werks unter Beibehaltung aller seiner Vorzüge in taktvoller Weise unterzogen. Der Verlag hat die prachtvolle Illustration als wesentlichen Teil der Belehrung auf der alten stolzen Höhe gehalten. Die Einführung der vom Verlag beliebten Abbildungstafeln mit steiferem Glanzpapier vorzugsweise für photographische Wiedergaben dürfte sogar als Weiterentwicklung begrüßt werden.

Zunächst liegt nur der erste Band vor. Er verrät schon, wieviel weiter diesmal die Umformung des Gegebenen gehen mußte. Sein Inhalt versöhnt aber auch damit, „daß nur ein Bruchteil des Textes unverändert bleiben konnte“. Neumayr gehört nur mehr der glänzende Plan des Werkes an, der Nachweis, daß allgemeinverständliche Darstellung mit voller Wissenschaftlichkeit überhaupt

noch vereinbar ist. Es kann kein Zweifel sein, daß das neue Gewand der Darstellung unserm derzeitigen Wissen vollendeter gerecht wird. Die treffliche Vorarbeit des ursprünglichen Werkes hat es befähigt, organisch über seine erste Anlage hinauszuwachsen.

Um Platz für Neues, Unabweisliches zu gewinnen, mußte, was irgend entbehrt werden konnte, fallen. Mit Bedauern aber Zustimmung wird man unter dieser Notwendigkeit den astronomischen Teil, der das Erdganze wieder als Teil eines noch höheren Ganzen auffassen und verstehen lehrte, beseitigt finden. Dafür haben die Darstellungen von der Gesteinsbildung und -umbildung, Diagenese und Bodenbildung, die neueren morphogenetischen Anschauungsweisen, die erstaunlichen Erfahrungen der Gebirgsbildungsforschung den ihnen heutzutage gebührenden Platz eingenommen.

Die eigentliche Geschichte der Erde ist, wie früher, dem zweiten, seiner wesentlichen Bereicherung wegen mit besonderer Spannung zu erwartenden Bande vorbehalten. Doch ist der als ABC der Geologie unentbehrliche Auszug der Stratigraphie im einleitenden Teile beibehalten worden und durch Fossiltafeln ergänzt. Angekündigt ist unter anderm auch die Einbeziehung der Regionalen Geologie in den Gesamtplan.

Eigenartig erscheint die Anordnung des Stoffes insofern, als die Wirkungen von Wasser und Wind nunmehr zwischen Vulkanismus und Gebirgsbildung — Erdbeben abgehandelt werden, wohl unter dem Gesichtswinkel, daß ihre für den Geologen bedeutsamste Rolle in der Gesteinsbildung gesehen werden kann, die früher in einem besonderen Abschnitt abgehandelt wurde, nun aber nach Erstarrungs- und Schichtgesteinen aufgeteilt ist.

Auch die Diagenese findet nun ihren Platz unter den Einwirkungen des Wassers. Die Metamorphose und die Behandlung der kristallinen Schiefer schließen als Reststück jenes Sonderabschnitts den Band ab, während die aus dem astronomischen Teil allein übernommenen Meteoriten als „kosmischer Vulkanismus“ die Besprechung des irdischen ergänzen müssen. Ihre Darstellung hat sogar einen sehr begrüßenswerten Ausbau erfahren.

Am gewaltigsten mußten die Abänderungen gegenüber der 25 Jahre älteren zweiten Auflage ausfallen in der Auffassung der tektonischen und säkularen Bewegungen der Erdkruste. Die Erforschung der Alpen und die morphogenetische Methode haben uns hier mit Riesenschritten vorwärts gebracht. Die Plastizität des Erdkörpers erscheint heut in ganz anderem Lichte. Bemerkenswert ist, daß das Werk sich entschlossen auf den Boden der Deckenlehre stellt, auch für die Ostalpen. Die farbige, klar gezeichnete tektonische Karte des Alpenkörpers neben p. 425 verdient besondere Hervorhebung. **E. Hennig.**

A. Johannsen: Manual of petrographic methods. II. Ed. New York 1918. 649 p. u. 770 Fig.

Das Werk ist bis auf eine Anzahl Zusätze, besonders von inzwischen erschienener Literatur, ein unveränderter Neudruck der ersten Auflage, die 1914 erschien. Wegen des Inhalts kann deshalb auf das Referat in diesem Centralblatt 1915, p. 125, verwiesen werden. Einige kleinere Beanstandungen, die dort erwähnt werden, finden sich auch noch im Neudruck. Es muß indessen betont werden, daß infolge der langen Zeit, welche seit der letzten Auflage der anderen, insbesondere auch unserer deutschen Handbücher verstrichen ist, das Werk von Johannsen die modernste und erschöpfendste Zusammenfassung der petrographisch-mikroskopischen Arbeitsmethoden und der theoretischen Grundlagen darstellt. Insbesondere ist die Literatur bis in die neueste Zeit wohl vollständig berücksichtigt und sorgfältig angeführt. Die praktische Brauchbarkeit wird durch zahlreiche übersichtliche Tabellen, die sonst nicht zu finden sind, sehr erhöht. Die Unklarheiten und kleinen Fehler bei einigen theoretisch-optischen Ableitungen, sowie einige Mängel bei den Erklärungen der Figuren werden hoffentlich bei einer Neuauflage verschwinden. **H. Schneiderhöhn.**

E. Weinschenk: The fundamental principles of petrology. Autorisierte Übersetzung der III. deutschen Aufl. von A. Johannsen. New York 1916. 214 p. 137 Fig. 6 Taf.

Eine sinn- und oft wortgetreue Übersetzung des ersten Bandes von Weinschenk's „Grundzüge der Gesteinskunde". Die bekannten vorzüglichen Abbildungen konnten nicht in der originalen Schönheit gebracht werden, weil die Druckstöcke während des Krieges nicht nach Amerika kommen konnten und die Figuren aus dem deutschen Werk reproduziert werden mußten. **H. Schneiderhöhn.**

Personalia.

Versetzung: Prof. Dr. **A. Bergeat** in Königsberg ist als Nachfolger von Prof. **Johnsen** nach Kiel versetzt worden.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Natur und Entstehung der Gneise der ecuatorianischen Ostkordillere.

Von W. Bergt in Leipzig.

Bei den Vorarbeiten zu einer geologischen Karte des Vulkangebietes von Ecuador hatte ich mich auch mit den Gneisen der ecuatorianischen Ostkordillere zu beschäftigen. F. v. Wolff[1] kommt 1904 bei seinen Untersuchungen über die älteren Gesteine dieses Gebietes zu dem Ergebnis, daß die Muscovit-, Epidotalbit- und Chlorit-Glimmer-Albitgneise Sedimentgneise, dynamometamorphe Sandsteine wären, während er die Biotitgneise den Orthogneisen, also den Eruptivgneisen zurechnet. Als einzigen Beweis für seine Auffassung führt v. Wolff für zwei seiner Sedimentgneise die chemische Zusammensetzung an. Daß man bei der Deutung der betreffenden Analysen zu einem ganz anderen Ergebnis kommt, sollen die folgenden Ausführungen zeigen.

1. Der Muscovitgneis der ecuatorianischen Ostkordillere.

Die einzige, von v. Wolff zugrunde gelegte Analyse ist in der folgenden Zusammenstellung unter I. abgedruckt, und ihr zum Vergleich sind die Analysen zweier sächsischer, chemisch nahe verwandter Granite unter II. und III. angefügt. Nach v. Wolff „verbieten der gefundene Überschuß an Al_2O_3 von 1,67 Mol.-%, sowie der überaus hohe Gehalt an SiO_2 die Herleitung dieses Gesteines aus einem Eruptivgestein. Der hohe Kieselsäuregehalt deutet auf Sandstein, der hohe Gehalt an Alkalien auf Sandsteine, die aus der Aufarbeitung feldspatreicher Gesteine wie Granit oder Gneis hervorgegangen sind. Es sind demnach diese Muscovitgneise Psammitgneise, die auf arkoseartige Sandsteine zurückzuführen sind“[2].

Weder der hohe Kieselsäure-, noch der hohe Alkaliengehalt, noch auch der Tonerdeüberschuß von 1,67 Mol.-% vermögen das geringste Zeugnis gegen die eruptive Entstehung dieses Muscovit-

[1] F. v. Wolff. Die älteren Gesteine der ecuatorianischen Ostkordillere sowie die des Azuay und eines Teiles der Cuencamulde in W. Reiss. Ecuador. 1904. 2. Heft. 189—304.

[2] Ebenda, p. 209.

gneises abzulegen. Ein Blick in eine Zusammenstellung von Granitanalysen (z. B. OSANN I.[1]) lehrt, daß es Granite mit höherem Kieselsäure- und weit höherem Alkaliengehalt gibt. Und ein Tonerdeüberschuß, zuweilen von beträchtlicherer Höhe als hier, ist bei den saueren Tiefengesteinen eine ungemein verbreitete Erscheinung. Von 29 Analysen erzgebirgischer Granite enthalten 23 einen Tonerdeüberschuß, der in 16 Fällen hiervon mehr, z. T. weit mehr beträgt als der unseres Muscovitgneises aus Ecuador. Der gleichen Erscheinung begegnen wir beim erzgebirgischen Biotitgneis, der jetzt allgemein mit Recht als ein Eruptivgestein angesprochen wird. Von 29 Analysen dieses Gesteines zeigen 24 Tonerdeüberschuß, davon 11 weit mehr als 1,67 Mol.-%. Und endlich der Muscovitgneis des sächsischen Erzgebirges, dem die eruptive Entstehung viel eher und einhelliger zugesprochen worden ist als dem Biotitgneis: Von den 12 Analysen des erzgebirgischen Muscovitgneises weisen 11 Tonerdeüberschuß auf, davon nicht weniger als 10 ein T, das größer als 1,67 ist.

LINCK[2] kommt bei seinen Untersuchungen über den Chemismus der tonigen Sedimente zu dem auf unseren Gegenstand bezüglichen Ergebnis: „Die Sedimente haben meist mehr als 5 % Tonerdeüberschuß, Eruptive meist weniger als 5 %.“ Die Ergebnisse meiner Chemischen Petrographie Sachsens stimmen mit der eben erwähnten Feststellung LINCK's überraschend überein.

Damit ist dem einzigen Anhalt, der v. WOLFF den Muscovitgneis vom Cuvillan zu den metamorphen Sedimentgesteinen stellen ließ, die Grundlage entzogen. Die Muscovitgneise, die mir aus dem besprochenen Gebiet in den reichen Sammlungen von STÜBEL und REISS im Leipziger Museum für Länderkunde und Vulkanologie zur Verfügung stehen, machen mir auch sonst keineswegs den Eindruck metamorpher Sedimente.

Das Verhältnis

$$a : c : f = \begin{matrix} 14,5 : 1 : 4,5 \\ 15,5 \quad 0,5 \quad 4 \end{matrix}$$

ist erfahrungsgemäß durchaus das eines Eruptivgesteines, eines saueren Granits. Wenn wir in dem System der Tiefengesteine von OSANN (a. a. O. p. 464) beim Granit die Stelle aufsuchen, die unserem Muscovitgneis dort zukommt, bemerken wir, daß er daselbst zwischen dem Granittypus Brookville s 81 a 17,5 c 1 f 1,5 und dem Granittypus Hauzenberg s 81,5 a 12 c 2 f 6 eine vorgesehene Lücke ausfüllt. Unter den 183 von LINCK benutzten Analysen toniger Sedimente besitzt keine einzige ein Verhältnis a : c : f, das dem unseres

[1] A. OSANN, Versuch einer chemischen Klassifikation der Eruptivgesteine. I. Die Tiefengesteine. Min.-petr. Mitt. 19. 1900. 351—469.

[2] G. LINCK, Über den Chemismus der tonigen Sedimente. Geol. Rundschau. 4. 1913. 289—311.

I. Muscovitgneis, herrschende Gneisart des Cuvillan, Valle-Vicioso-Berge, Ecuador. A. LINDNER bei v. WOLFF, a. a. O. p. 208.

II. Lithionitgranit, mittel- bis grobkörnig, Johanngeorgenstadt, Sachsen. RUBE bei SCHEERER, Festschrift, 1866, Freiberg, 180, VI

III. Mittweidaer Granitit, Waldheim und Mittweida, Mittel aus 4 Analysen. KALKOWSKY, Zeitschr. Deutsch. geol. Ges. 33. 1881. 651.

A. Gewichtshundertteile. B. Molekularhundertteile.

	A. I.	A. II.	A. III.	B. I.	B. II.	B. III
SiO_2 . .	75,33	75,31	72,37	82,18	82,36	80,32
TiO_2 . .	0,08	—	—	0,06	—	—
Al_2O_3 . . .	13,38	13,23	14,73	8,59	8,51	9,61
Fe_2O_3 . . .	0,61	—	1,87	—	—	
FeO . .	0,85	1,50	—	1,27	1,37	1,55
MgO . . .	0,55	0,25	0,34	0,90	0,41	0,57
CaO . . .	0,33	0,65	0,66	0,38	0,76	0,79
Na_2O . . .	3,50	2,60	3,24	3,70	2,75	3,48
K_2O . . .	4,06	5,51	5,19	2,83	3,84	3,68
P_2O_5 . . .	0,20	—	—	0,09	—	—
H_2O . . .	0,43	0,86	0,85	100,00	100,00	100,00
	99,32	99,91	99,25			
Spez. Gew.	2,647					

C. Gruppenwerte nach OSANN, C. v. JOHN und F. E. SUESS.

	S	A	C	F	T	a	c	f	n	m	k
I.	82,33	6,53	0,38	2,17	1,68	14,38	0,84	4,78	5,67	8,51	1,95
						15,26	0,71	4,03			1,58
II.	82,36	6,59	0,76	1,78	1,16	14,44	1,66	3,90	4,17	7,01	1,92
						15,06	1,48	3,46			1,65
III.	80,32	7,16	0,79	2,12	1,66	14,22	1,57	4,21	4,86	7,28	1,72
						15,04	1,35	3,61			1,42

D. Gesteinsformeln nach OSANN.

	S	a	c	f	T
I.	82,3	14,5	1	4,5	1,68
		15,5	0,5	4	
II.	82,4	14,5	1,5	4	1,16
		15	1,5	3,5	
III.	80,3	14,5	1,5	4	1,66
		15	1,5	3,5	

Muscovitgneises nur nahe käme. Selbst die Analysen der Grauwacken Nr. 120—126 und 175—183 bei Linck zeigen einen viel kleineren Wert von a, so daß also auch der angeblich zu hohe Wert von a als Beweis gegen die eruptive und für die sedimentäre Natur des Muscovitgneises wegfällt.

Die Berechnung der Gruppenwerte nach Osann bedarf bei Analysen mit größerem Tonerdeüberschuß einer Ergänzung, die nach dem Vorgang von M. Stark [1], von C. v. John und F. E. Suess [2], von Grubenmann [3] und Linck (a. a. O.) und sonst schon vielfach angewendet worden ist. Nach dieser Ergänzung werden solche Analysen mit hohem Tonerdeüberschuß doppelt berechnet, einmal mit Vernachlässigung des Tonerdeüberschusses, zweitens indem dieser zu den Alkalien geschlagen wird. Dieser zweiten Berechnung liegt der Gedanke zugrunde, daß der Tonerdeüberschuß durch eine Lösung und Fortführung eines Teiles der Alkalien, infolgedessen eine verhältnismäßige Anreicherung der Tonerde verursacht worden ist, ein Vorgang, der bei der Umwandlung der Feldspäte, besonders des Orthoklases in Kaolin oder in Muscovit tatsächlich eintritt. Diese zweite Berechnung sucht also gewissermaßen die ehemalige chemische Zusammensetzung des Gesteines, bei der alle Tonerde gebunden war, wiederherzustellen. Es ist eine bekannte Tatsache, daß der Orthoklas der saueren Eruptivgesteine ganz besonders häufig teilweise oder ganz kaolinisiert ist. Ein Tonerdeüberschuß ist deshalb bei diesen Gesteinen außerordentlich weit verbreitet, wie die oben angegebenen Zahlen für die sächsischen Granite und Gneise zeigen.

In der Zusammenstellung auf p. 163 sind der Analyse unseres Muscovitgneises zwei Analysen sächsischer Granite gegenübergestellt, die große Übereinstimmung mit jenem zeigen und dartun, daß der Muscovitgneis der ecuatorianischen Ostkordillere chemisch durchaus ein Eruptivgestein, ein sauerer Granit ist. Dagegen ist mir nicht gelungen, Analysen von Sandsteinen, Arkosen, Grauwacken zu finden, welche die gleiche Rolle wie die sächsischen Granite, aber zugunsten einer sedimentären Entstehung zu spielen vermöchten. Wohl könnte eine Arkose, eine Grauwacke zufällig eine recht ähnliche bis gleiche chemische Zusammensetzung haben wie unser Muscovitgneis. Das würde aber immer noch kein ausreichender Beweis für die sedimentäre Entstehung unseres Gesteines sein.

Die Hauptsache in unserem Falle ist der Nachweis: Der Chemismus unseres Muscovitgneises widerspricht nicht nur nicht dem von Eruptivgesteinen, er entspricht ihm vielmehr durchaus.

---

[1] M. Stark, Die Gesteine Usticas usw. Min.-petr. Mitt. 23. 1904. 532.

[2] C. v. John und Fr. E. Suess, Die Gauverwandtschaft der Gesteine der Brünner Intrusivmasse. Jahrb. k. k. geol. R.-A. 58. 1908. 250.

[3] U. Grubenmann, Die kristallinen Schiefer. 1907. 2. Bd. — 2. Aufl. 1910.

2. Der Chlorit-Glimmer-Albitgneis der ecuatorianischen Ostkordillere.

v. Wolff (a. a. O. p. 215) sagt zu der einzigen Analyse, die auch für dieses Gestein vorliegt: „Hoher Gehalt an SiO_2 und Al_2O_3 zeichnen das Gestein aus, während die Menge der Alkalien nicht besonders groß ist. Die Magnesia überwiegt beträchtlich den Kalk, $Al_2O_3 >$ Alkalien $+ CaO + MgO$. Es sind das Verhältnisse, die bei Eruptivgesteinen nicht zu finden sind. . . . Es liegt dem obigen Gestein also ein Sandstein vorwiegend mit tonigem Bindemittel und dolomitisch-mergeligen und kalk-mergeligen Beimengungen zugrunde."

I. Chlorit-Glimmer-Albitgneis. Chorrera de Agoyan, linke Seite des Rio Pastaza, südliches Fußgebirge der Llanganates. 1476 m. A. Lindner bei F. v. Wolff, a. a. O. p. 214.

II. Hornblendegranit von Syene, Ägypten; Scheerer. Festschrift 1866, 176, XVII.

III. Quarzglimmerdiorit. Klausen, Tirol. Teller und v. John. Jahrb. k. k. geol. R.-A. Wien 1882.

IV. Granitit, Bobritzsch bei Freiberg in Sachsen. Rube bei Scheerer. Zeitschr. Deutsch. geol. Ges. 14. 1862. 46, XVI.

V. Lausitzer Granitit. Wiesa bei Kamenz. Sachsen. Bl. 36. Scheerer, Festschr. 1866, 176, IX.

B. Molekularhundertteile.

	I.	II.	III.	IV.	V.
SiO_2	76,87	77,05	76,57	77,13	76,54
TiO_2	0,33	0,39	—	0,76	0,33
Al_2O_3	10,01	7,80	7.12	7.18	9,54
Fe_2O_3	—	—	—		—
FeO	3,62	4,28	4,17	3,81	4,31
MgO	3,65	1,18	2,01	1,73	2.26
CaO	0,85	2,07	3,90	3.49	1,94
Na_2O	3,28	4,77	3.98	3,02	2,17
K_2O	1.39	2,46	2,25	2,44	2.91
MnO	—	—	—	0,44	—
	100.00	100,00	100,00	100,00	100.00

Um Platz und Kosten zu sparen, sind die Gewichtshundertteile der Analysen weggelassen worden.

C. Gruppenwerte.

	S	A	C	F	T	a	c	f	n	m	k	
I.	77,20	4,67	0,85	7.27	4.49	7,30	1,33	11.37	7,02	8.95	2,09	Albitgneis.
						10,60	0.98	8,42			1,21	Ecuador.
II.	77,44	7,23	0.57	6.96	—	9,80	0.77	9,43	6.60	7,25	1.50	Granit, Syene.
II.	76,57	6,23	0,89	9.19	—	7,64	1.09	11,27	6,39	6,13	1,58	Diorit, Klausen.
V.	77,89	5,46	1.72	7,75	—	7.31	2,30	10.37	5.53	6,32	1,76	Granit, Bobritzsch.
V.	76,87	5.08	1,94	6.57	2.52	7,48	2,85	9,67	4,27	7.72	1,88	Granit. Wiesa.
						9.43	2,41	8.16			1,37	

D. Gesteinsformeln.

	S	a	c	f	T	
I.	77,2	7	1,5	11,5	4,49	Chlorit-Glimmer-Albitgneis,
		10,5	1	8,5		Ecuador.
II.	77,4	10	0,5	9,5	—	Hornblendegranit, Syene.
III.	76,6	7,5	1	11,5	—	Quarzglimmerdiorit, Klausen.
IV.	77,9	7,5	2	10,5	—	Granitit, Bobritzsch.
V.	76,9	7,5	3	9,5	2,52	Lausitzer Granitit, Wiesa.
		9,5	2,5	8		

Der Chemismus auch dieses ecuatorianischen Gneises fügt sich ohne jede Schwierigkeit in die Reihe der granit-dioritischen Eruptivgesteine ein. Wenn wir für seine Gesteinsformel in dem Osannschen System der Tiefengesteine (a. a. O. p. 464) den Platz suchen, finden wir dort beim Granit in der ersten Vertikalreihe eine vorhergesehene Lücke, deren Stellung aus der folgenden Übersicht erkennbar ist:

	S	a	c	f	
	77,2	10,5	1	8,5	Chlorit-Glimmer-Albitgneis, Ecuador, 2. Berechnung
10	77,5	10	1	9	Osann, Typus Syene.
9		—	—	—	
8	—	—	—	—	
7	77,2	7	1,5	11,5	Chlorit-Glimmer-Albitgneis, Ecuador, 1. Berechnung
6	68	6,5	1	12,5	Osann, Typus Kammgranit.

Außerdem zeigen die obigen Zusammenstellungen, daß dieser vermeintliche Sedimentgneis, nach v. Wolff ein metamorpher Sandstein, magmatisch dem Lausitzer Granitit sehr nahesteht, der chemisch schon zum Diorit hinneigt. Auch der Granitit von Bobritzsch gehört chemisch zum Lausitzer, nicht zum saureren Erzgebirgischen Granittypus. Aus der großen Zahl der vom Lausitzer Granitit vorhandenen Analysen könnten noch mehrere angeführt werden, die diese nahe chemische Verwandtschaft veranschaulichen.

Also die chemische Zusammensetzung auch des Chlorit-Glimmer-Albitgneises der ecuatorianischen Ostkordillere spricht nicht gegen, sondern für ein Eruptivgestein.

3. Der Epidot-Albitgneis der ecuatorianischen Ostkordillere.

v. Wolff sagt (a. a. O. p. 211) über diesen dritten Gneis: „Der große Wechsel in der Verteilung der Bestandteile und das Auftreten von Karbonatlinsen im Gesteinsgefüge sprechen deutlich für die Paragneisnatur dieser Epidotgneise. Rosenbusch (Elemente, 1901, p. 497) leitet derartige Epidotgneise von mergeligen Gesteinen her. Diese Deutung mag für die vorliegenden Epidotgneise zutreffen."

Eine chemische Analyse fehlt bei v. Wolff für diese Gneisart, weshalb die Erörterungen, die an die beiden ersten Gneise geknüpft wurden, hier unmöglich sind. Aber es möge darauf hingewiesen werden, daß Laitakari[1] einige Albitepidotgesteine von Südfinnland, von ihm Helsinkit genannt, chemisch mit einem mittelkörnigen Natronsyenit von Oulainen im westlichen Finnland vergleicht. Daß dieser Helsinkit richtungslos körnige Struktur besitzt, ändert nichts an der Beurteilung. Ein und dasselbe Gestein kann hier massig, dort schiefrig ausgebildet sein.

Wie der III. Geologisch-topographische Teil bei v. Wolff (a. a. O. p. 288—298) zeigt, finden sich in den von diesem behandelten Gebieten Ecuadors Eruptivgesteine (Granite, Diorite, Gabbros, Diabase, Keratophyre, Porphyrite), Eruptivgneise (Biotitgneis), Sedimentgneise (die drei oben behandelten Arten nach v. Wolff), Gneisglimmerschiefer, Glimmerschiefer, Phyllite, Tonschiefer räumlich nebeneinander. Über die genauere geologische Lagerung dieser zahlreichen Gebirgsglieder zueinander wissen wir nichts. Aber es ist geologisch und petrographisch offenbar ein Gebiet, wie wir es an zahlreichen Stellen der Erde und auch in Deutschland vielfach in gleicher Ausbildung haben. Erfahrungsgemäß bereiten gerade derartige Verhältnisse der Wissenschaft auch jetzt noch und selbst in geologisch sehr genau bekannten Gebieten ungeheure Schwierigkeiten hinsichtlich der genetischen Deutung der einzelnen Glieder. Die letzten Jahrzehnte haben aber gelehrt, welch ein äußerst wertvolles Hilfsmittel bei dieser Deutung die chemische Zusammensetzung der Gesteine ist.

In meiner Chemischen Petrographie Sachsens werde ich zeigen, daß die zahlreichen Granite, Gneise und der Granulit Sachsens chemisch zwei Gruppen angehören, einer saureren, alkalienreicheren, eisen- und magnesiaärmeren — ich nenne sie den Erzgebirgischen Granittypus — und einer weniger saueren, alkalienärmeren, eisen- und magnesiareicheren Gruppe — ich nenne sie den Lausitzer Granittypus, der sich schon dem Diorit nähert. Dem erzgebirgischen Granittypus gehören mit Ausnahme zweier Vorkommen alle erzgebirgischen Granite, ferner der Muscovitgneis des Erzgebirges, der Granulit und der Mittweidaer Granitit des sächsischen Mittelgebirges an. Der Lausitzer Granittypus enthält den Lausitzer Granitit, den Biotitgneis des Erzgebirges und von den erzgebirgischen Graniten den von Fleyh und den von Naundorf-Bobritzsch. Diese Feststellung liefert zugleich einen wertvollen Beweis für die eruptive Natur des Granulits, des Biotit- und Muscovitgneises Sachsens, um deren Entstehung ein Jahrhundert lang gestritten worden ist.

[1] A. Laitakari, Einige Albitepidotgesteine von Südfinnland. Bull. Com. Geol. Nr. 51. Helsingfors 1918. — Bericht darüber in Geol. Zentralbl. 25. 1920. 5. Heft. p. 193. Nr. 682.

Es ist nun merkwürdig, daß von den beiden, durch chemische Analysen belegten Gneisen Ecuadors der eine, der Muscovitgneis, gleich dem erzgebirgischen Muscovitgneis, dem Erzgebirgischen Granittypus, der andere, der Chlorit-Glimmer-Albitgneis, dem Lausitzer Granittypus entspricht.

Eine zweite wichtige Frage, die sich auch an diese Gneise knüpft, ist: Liegen sie im ursprünglichen Erstarrungszustand vor, oder sind sie so, wie wir sie jetzt sehen, Erzeugnisse einer Metamorphose. Für die Beantwortung dieser Frage hat die Wissenschaft bis jetzt noch kein Mittel gefunden. Die meisten derartigen Entscheidungen sind unbewiesene oder ungenügend bewiesene Annahmen.

Nach v. Wolff sind die den drei oben behandelten Gneisen zugrunde liegenden Sedimente, Sandsteine verschiedener Art, durch die Dynamometamorphose in kristalline Gesteine, in Gneise umgewandelt worden. Die Zeit, in der v. Wolff dies schrieb, 1904, stand noch ganz unter dem Bann der von Rosenbusch mit allgemeinem Erfolg vertretenen Dynamometamorphose. Heute würde man an deren Stelle für diesen Fall die allgemeine, Regional- oder Tiefenmetamorphose setzen. Die Theorie dieser gegenwärtig herrschenden Metamorphose hat zwar mit Erfolg und überzeugend dargetan, daß derartige Gesteinsumwandlungen unter den physikalischen Bedingungen (Hitze und Druck) einer bestimmten Erdrindentiefe möglich und wahrscheinlich ist. Sie hat aber niemals, weder allgemein noch für die einzelnen Fälle, glaubhaft zu machen versucht, wie denn eigentlich die ehemaligen Sedimente in diese, doch recht beträchtlichen Tiefen hinunter-, und wie sie nach der Umwandlung wieder an die Oberfläche hinaufgekommen sind, wo wir sie jetzt in angeblich metamorphosiertem Zustand beobachten. Wenn man für die einzelnen Vorkommen solcher Gesteine derartige Erwägungen anstellt, stößt man doch auf arge Schwierigkeiten, Unwahrscheinlichkeiten, ja Unmöglichkeiten, womit denn für den betreffenden Fall diese Metamorphose fallen gelassen werden muß.

Mir scheint, der Wissenschaft wäre mehr gedient, wenn man nicht so schnell das Register irgend einer Metamorphose zöge zur Erklärung derartiger Gesteine. Die allernächstliegenden Deutungsmöglichkeiten ohne Metamorphose kommen dabei immer noch schlecht weg, bleiben ununtersucht, unausgebaut.

Das Problem des borealen Jura und der borealen Unterkreide.

Von **Hans Salfeld** in Göttingen.

Gelegentlich der Beschreibung von „borealen" Ammonoideen-Typen aus dem mexikanischen und argentinischen Oberjura ist die alte Streitfrage wieder aufgetaucht, ob die „boreale Fauna" an bestimmte nordische Breiten gebunden ist, d. h. mit anderen Worten, ob im Sinne NEUMAYR's das Problem nach unseren heutigen Kenntnissen noch dahin zu deuten ist, daß Klimadifferenzierungen zur Jurazeit (recte Oberjurazeit) die eigenartige „boreale" Fauna hervorgerufen hat. Wenn auch an keiner Stelle zu dieser Frage direkt Stellung genommen wird, so geht sie doch als roter Faden durch die zwischen BURCKHARDT und UHLIG in dies. Centralbl. 1911 entfesselte Polemik hindurch. Danach hätten wir UHLIG als Verteidiger der NEUMAYR'schen Hypothese und BURCKHARDT als ihren Bekämpfer anzusehen [1].

Die Durchforschung der Ammonoideen-Faunen des nordwesteuropäischen Oberjura hat mich dazu geführt, das Problem von einer etwas anderen Seite aus anzugreifen. Dies ist von mir bereits 1913 (SALFELD, Die zoogeographische Stellung des oberen Jura Süddeutschlands. Zeitschr. d. deutsch. Geol. Ges.) in den Grundzügen angedeutet. Ich habe damals ausgeführt, daß von den vier Ammonoideen-Stämmen (Phylloceratida, Lytoceratida, Stephanoceratida und Harpoceratida) des Jura sich in der sog. Tethys alle vier ziemlich gleichmäßig an der Zusammensetzung der Faunen beteiligen, in der neritischen Randfazies der Tethys dagegen nur noch zwei, die Harpoceratida (vertreten durch die Oppelidae) und die Stephanoceratida (vertreten durch die Perisphinctidae) lebten. Im borealen Gebiet findet sich schließlich nur noch einer der vier Stämme, die Perisphinctidae, und dieser Stamm schlägt seine eigene Entwicklung ein.

Dies ist aber noch nicht der auffälligste Zug für die Ammonoideen-Fauna des borealen Oberjura (im Lias und Hauptteil des Dogger läßt sich bekanntlich, soweit wir überhaupt Ablagerungen aus diesen Zeiten in nordischen Gebieten kennen, kein besonderes boreales Faunengebiet feststellen). Wie immer betont, hebt sich

[1] Für die Faunen des Jura haben NIKITIN, ORTMANN und POMPECKJ (zuletzt 1914, Die Bedeutung des schwäbischen Jura für die Erdgeschichte) die Unabhängigkeit von Klimazonen erläutert und als Grund für die Faunenänderung die Isolation in den Vordergrund gestellt.

das boreale Faunengebiet vom Callovien an durch die beiden sich aus dem Macrocephalen entwickelnden Zweige, die Gruppe der Cadoceratinae (*Cadoceras—Quenstedtoceras*. denen sich für Oxford und Kimmeridge *Cardioceras* anschließt) und die Gruppe der Cosmoceratinae (*Kepplerites—Cosmoceras*) nur leicht ab. Wesentlicher ist schon das negative Merkmal, das Fehlen der übrigen Ammonoideen oder doch ihr starkes Zurücktreten, während die oben genannten Gruppen im neritischen Randgebiete der Tethys relativ häufig sind, bis auf die jüngeren Cardioceraten und der älteren aus der Cordatengruppe.

Im obersten Oxford tritt nun im borealen Gebiete plötzlich eine Gruppe von Perisphinctiden auf, die ich als *Ringsteadia* bezeichnet habe, deren Vorfahren schon in diesem Gebiete gelebt haben mögen oder erst in dieses eingewandert sind. Diese Stammformen sind noch unbekannt. Vielleicht lassen sich an die Ringsteadien die Gattung *Pictonia* anschließen, aus denen ein Teil der sog. Kimmeridge-Olcostephanen, *Rasenia*, hervorgeht. *Rasenia* scheint sich in zwei Zweige zu teilen, deren einer aulacoid (mit Externfurche) wird und mit *Aulacostephanus* im Ober-Kimmeridge erlischt. Der andere Zweig endet mit den monströsen Formen des untersten Portland, die ich als *Gravesia* bezeichnet habe (Gruppe des *Amm. gigas* auct.). Von diesen Formen findet sich entweder nichts oder nur einige seltene Einwanderer in der neritischen Randfazies der Tethys.

Neben *Cardioceras* finden sich im borealen Gebiete im Kimmeridge nur die einander ablösenden Gruppen: *Ringsteadia*. *Pictonia*. *Rasenia* und *Aulacostephanus*; daneben sind häufiger, doch aber als Einwanderer, Aspidoceraten, z. T. in gleichen Arten wie in der Tethys und ihren Randgebieten; sehr selten tritt einmal ein *Perisphinctes*. eine *Oppelia* oder ein *Phylloceras* hinzu. Es besteht demnach ein großer faunistischer Unterschied nicht nur darin, daß im borealen Gebiete nur die Perisphinctiden heimisch wurden und sich nach einer besonderen Richtung differenzierten, sondern dieser Unterschied prägt sich ganz besonders stark darin aus, daß wir im borealen Gebiete fast immer nur zwei Gattungen nebeneinander vertreten finden:

Oxford: *Cardioceras* und *Perisphinctes* (*Aspidoceras* und *Peltoceras* als Einwanderer).

Kimmeridge: *Cardioceras* und *Pictonia* (*Aspidoceras* und *Perisphinctes* als Einwanderer).

„ *Cardioceras* und *Rasenia* (*Aspidoceras* und *Perisphinctes* als Einwanderer).

„ *Cardioceras*, *Rasenia* und *Aulacostephanus* (*Aspidoceras* als Einwanderer).

Demgegenüber sind schon die Randgebiete der Tethys durch eine Fülle von Perisphinctiden und Oppelien ausgezeichnet, von denen zahlreiche Gruppen in den verschiedenen Zonen nebeneinander lebten.

Auch für die Zeiten des Portlandien ändern sich diese Verhältnisse nicht. *Cardioceras* ist erloschen, wahrscheinlich auch *Aulacostephanus*. Von letzterer Gattung wird zwar aus Frankreich noch eine Art angeführt, *Aul. autissidorensis* Cott., doch ist diese Angabe nicht über jeden Zweifel erhaben. Es setzen sich von den borealen Gruppen lediglich die eine Mutationsgruppe der Rasenien, die Gravesien, in das unterste Portlandien fort. Daneben sind von mir in England bei Kimmeridge in den Gravesien-Schichten zahlreiche Virgatosphincten gefunden. Diese Virgatosphincten sind eingewandert, denn im Bereiche des borealen Kimmeridge ist nichts vorhanden, aus dem sich diese entwickelt haben könnten, wohl aber in den Randgebieten der Tethys, nämlich die Gruppe des *Perisphinctes polyplocus* Rein., mit der im Kimmeridge in einer Konservativreihe (diesen Ausdruck führe ich für solche Reihen ein, welche in bezug auf die Gehäuseform keine Exzessivbildungen [Externkiel, Externfurche, dick geblähte Windungen usw.] aufweisen) zum ersten Male eine Rippenteilung auf verschiedener Höhe erscheint. Die Virgatosphincten bleiben für das Portland der Tethys und ihrer Randgebiete ein typischer Faunenbestandteil, aber nur im borealen Gebiete haben sich kurz nach ihrer Einwanderung die echten Virgatiten entwickelt, welche für die höheren Schichten des unteren Portland so charakteristisch sind. Neben den Virgatiten lebten in Nordfrankreich und England Virgatosphincten und echte Perisphincten, während die Virgatosphincten in Rußland zu fehlen scheinen. Auch nach dem Absterben der Virgatiten ändert sich das Bild nicht. Die höheren Schichten des Portlandien führen einige wenige Arten von Perisphincten und Virgatosphincten, die für das boreale Gebiet charakteristisch sind.

Scheinbar gänzlich unvermittelt treten dann in der oberen Wolga-Stufe und ihren Äquivalenten in Yorkshire Craspediten und glatte Perisphinctiden, die Gruppe des *Amm. fulgens* Trautsch., auf. Letztere bringen eine weitere für das boreale Gebiet sehr charakteristische Gruppe hervor, *Platylenticeras (Garnieria)*, welche in die unterste Kreide hineinreicht. Die Craspediten, mit ihrer schwachen und spärlichen, aber doch deutlich virgatomen Berippung, gehen entweder auf die echten Virgatiten oder Virgatosphincten zurück. Sie setzen sich in die untere Kreide fort in verschieden differenzierte Gruppen ausstrahlend, wie *Polyptychites*, *Astieria* (nur als Spezialfall von *Polyptychites* aufzufassen, indem die Virgation der Rippen dicht auf den Knoten zusammenrückt) und in *Simbirskites*. Alle diese Gruppen besitzen entweder für die Dauer ihres individuellen Wachstums oder in der Jugend virgatome

Rippenspaltung und werden erst sekundär bi- oder polydichotom, im Gegensatz zu den sog. costaten Hopliten Uhlig's aus dem Neocom, welche immer bidichotome Rippengabelung aufweisen und für das Gebiet der Tethys und ihrer Randgebiete charakteristisch sind. Die von Burckhardt aus dem mexikanischen Kimmeridge beschriebenen „Craspediten" sind sicher keine Vorläufer der Craspediten der oberen Wolga-Stufe, sie weisen keine virgatome Rippenspaltung auf, und wo lebten die Nachzügler jener sog. Kimmeridge-Craspediten während der neun dazwischenliegenden Zonen des Portlandien.

Aus diesen Zusammenstellungen geht deutlich hervor, daß die Ammonoideen-Fauna des borealen Oberjura

1. eine verarmte ist,
2. auf kürzere Zeiten aus gewissen, eingewanderten Gruppen von Perisphinctiden eigene Entwicklungsgruppen hervorgebracht hat,
3. zu wiederholten Malen Einwanderungen aus dem Gebiete der Tethys und ihrer Randgebiete empfangen haben muß.

Suchen wir nach analogen Verhältnissen in der geologischen Geschichte, so fallen besonders diejenigen der germanischen Trias auf. Auch hier wandern im oberen Muschelkalk von zahlreichen Ammonoideen-Gruppen der Tethys nur eine, die Ceratiten s. str., ein und schlagen ihre eigene, für dies Gebiet so charakteristische Entwicklung ein. Für die Sonderstellung der germanischen Trias ist nicht versucht worden das Klimaproblem zur Erklärung heranzuziehen. Und doch ist wohl prinzipiell kein Unterschied zu dem Problem des borealen Oberjura und Unterkreide vorhanden. Zur Erklärung der Sonderstellung der germanischen Trias, speziell des Muschelkalkes, ist mit Recht darauf hingewiesen, daß es sich um ein einheitliches, relativ großes Becken handelt, welches mit dem offenen Ozean eine nur sehr behinderte Verbindung besaß [1 u. 2].

[1] A. Riedel, Beiträge zur Paläontologie und Stratigraphie der Ceratiten des deutschen oberen Muschelkalkes. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. XXXVII, I. 1916.

[2] C. Diener, Über die Konstanz einiger Hauptgrenzen der marinen mesozoischen Reiche (Mitteil. d. Geol. Ges. Wien 1912. Bd. V. p. 13) tritt für eine, dem borealen Jura gleichwertige boreale Trias ein. Wie schon von Pompeckj (Die Bedeutung des schwäb. Jura für die Erdgeschichte. 1914. p. 55, u. a. O.) betont ist, gibt es eine gesonderte boreale Jura-Provinz erst seit dem Callovien. Dieser boreale Jura läßt sich aber nach den hier gegebenen Untersuchungen nur mit der germanischen Trias als Isolationsgebiet mit verarmter Fauna vergleichen, nicht aber mit dem nordischen Triasgebiet, welches im wesentlichen die marinen Cephalopoden-Gruppen des offenen Meeres führt, wenn sich gegenüber anderen Gebieten auch untergeordnete Eigenheiten geltend machen.

Auch für das „boreale" Oberjura-Becken (und auch Unterkreide-Becken) läßt sich ein analoges Verhältnis feststellen, nur daß dies Becken bedeutend größer war, niemals aufhörte in seinem ganzen Umfang ein Becken von mehr oder weniger normalem Salzgehalt und normalen Lebensbedingungen zu sein, und bei seiner Größe auch mehrere, darum aber doch wohl für einen Austausch der Cephalopodenfaunen nicht weniger behinderten Verbindungswege besessen haben würde. So sehen wir, daß in dem Moment, wo nach Ablagerung der *Gigas*-Schichten des untersten Portland sich die Meeresstraße durch Mittelfrankreich schließt und Westengland—Normandie mit der mitteldeutschen Landmasse sich zusammenschließt, die Faunendifferenzierung im borealen Gebiete einerseits und in der Tethys und ihren Randgebieten anderseits einen solchen Grad erreicht, daß nun auch die Einwanderer von dem einen in das andere Gebiet fehlen und mit ihnen jedes gemeinsame Maß zu stratigraphischen Vergleichen. Was weiter im Osten an Meeresverbindungen in diesem Momente noch aufgehoben wird, ist uns noch unbekannt, bezw. was hier noch kurz vorher bestanden hat. Hier wie in der Trias tritt uns die Isolation als besonderer Faktor in der Herausbildung der Faunendifferenzen entgegen.

Damit ist die Klimafrage noch keineswegs ausgeschlossen. Die veränderten Wärmeverhältnisse können, falls sie vorhanden waren, unter den Faktoren der abgeänderten Lebensbedingungen zur Herausbildung andersgearteter Entwicklungsrichtungen mitgesprochen haben. Es kann aber auch ebensosehr die Isolation allein die Wirkung hervorgerufen oder doch rein passiv die an sich auch ohne ersichtlichen Grund entstehenden Gruppen in ihrer Befestigung zu existenzfähigen Gruppen begünstigt haben.

Mit voller Entschiedenheit ist jedoch der Ansicht entgegenzutreten, daß die borealen Faunenelemente kälteliebend waren und ihrer Verbreitung von einer gewissen oberen Temperaturgrenze abhängig gewesen seien. Die Verbreitung der rein borealen Ammonoideen-Fauna (auch einschließlich der Aucellen; es handelt sich hier um weiße Kalke mit Virgatiten) reicht in Rußland bis an das Kaspische Meer, bis etwa an den 47.° nördl. Breite, also bis in Gebiete, wo in Europa die „alpine Fauna der Tethys" lebte. Schon aus diesem Grunde wird man nichts mehr dagegen einwenden können, wenn ich den nordost- und nordwestdeutschen, den nordfranzösischen und englischen Oberjura als Randgebiete zum „borealen Becken" stelle, auch deshalb nicht, weil sich im Oxford und Kimmeridge dort gelegentlich einmal Korallenrasen einstellen, die neben einer bestimmten Temperatur (nach den heutigen Verhältnissen beurteilt) besondere Anforderungen an Klarheit des Wassers und eine besondere Wassertiefe stellen. Nur diese Faktoren lassen sich für jene Gebiete als ausschlaggebend erkennen, denn kurz vorher und kurz nachher und auch gleichzeitig in zwischenliegenden Gebieten

finden wir keine Korallen, sobald toniges oder sandiges Sediment an Stelle des kalkigen tritt.

In dem bisherigen „Typ" des borealen Juragebietes, in Rußland, vermissen wir die kalkigen Sedimente. Erst aus dem Süden, vom Kaspischen Meere, sind mir virgatitenführende Kalke bekannt geworden, die zwar keine Korallen führen. Dies ist aber nicht nötig, wenn die speziellen Lebensbedingungen der bestimmten Wassertiefe nicht vorhanden waren.

Die Uniformität der Floren des Jura und der Kreide über die ganze Welt spricht gegen eine Sonderung in Klimagürtel und für einen weitgehenden Klimaausgleich für die Gebiete ihres Wachstums. Diese Gebiete sind die Küstenstriche und weite Niederungen. Deshalb kann in Hochgebieten ein kälteres und auch für das Jahr periodisch wechselndes Klima zur Jura- und Kreidezeit vorhanden gewesen sein, wie auch im Inneren von Landmassen Gebiete mit periodisch wechselnder Trockenheit und Feuchtigkeit existiert haben mögen. Wenn daher die von Gothan untersuchten Hölzer mit „Jahresringen" aus höheren nördlichen Breiten tatsächlich dem Jura oder der Kreide, besonders der Unterkreide angehören sollten, so braucht dies einer Uniformität der Floren (hervorgerufen durch weitgehenden Klimaausgleich) in den oben gekennzeichneten Gebieten nicht zu widersprechen. Diese Holzreste können so lange nicht für die Existenz von Klimazonen ins Feld geführt werden, als sie nicht in situ, d. h. noch an ihrem Standort eingewurzelt, gefunden wurden. Sie können immer noch als Treibhölzer aus Hochgebieten oder dem Inneren von Landmassen herbeigeflößt sein. Wer wollte z. B. Schlüsse ziehen auf das Klima hochnordischer Gebiete aus den Treibhölzern, die der Golfstrom z. T. aus dem äquatorialen Amerika verfrachtet und an den Küsten hochnordischer Gebiete, wo das Klima keinen Baumwuchs mehr gestattet, im Schlamm zur Ablagerung kommen läßt. Nichts beweisen auch die Hölzer, welche Flüsse aus Hochgebirgen der heißen Zone in die Niederungsgebiete bringen, über das Klima der Ablagerungsstelle. Vorläufig können wir also nur den Faktor der Isolation für die Herausbildung der Faunendifferenzen zur Oberjura- und Unterkreidezeit in voller Schärfe herausschälen, wie dies für die Verhältnisse zur Triaszeit schon seit langem erkannt wurde.

Die Grundzüge in der Tektonik Mittelalbaniens.

Von **Ernst Nowack** in Leoben.

Mit 2 Textfiguren.

Erforschungsgeschichte. — Mittelalbanien[1] ist bisher einer der wenigst bekannten Teile der Balkanhalbinsel gewesen und besonders in der geologischen Erforschung klaffte hier mitten im Dinarischen Faltensystem, das die Halbinsel meridional durchzieht, eine merkliche Lücke.

Der nördliche Anteil der Dinarischen Gebirge ist — soweit er auf dalmatinischem Gebiet liegt — hauptsächlich durch die Arbeiten der ehemaligen k. k. Geolog. Reichsanstalt eingehend untersucht (KERNER, SCHUBERT, BUKOWSKY), Montenegro ist durch TIETZE, HASSERT, MARTELLI, VINASSA DE REGNY u. a. verhältnismäßig gut bekannt, Nordalbanien hat in jüngerer Zeit besonders NOPCSA sorgfältig erforscht; auch VETTERS und während des Krieges KERNER, HAMMER und AMPFERER haben wichtige Beiträge zu seiner geologischen Kenntnis geliefert. Über den geologischen Aufbau Griechenlands ist nach den grundlegenden Untersuchungen von NEUMAYER, TELLER, BITTNER und PHILIPPSON besonders durch RENZ helles Licht gebreitet worden; seine Forschungen reichen bis ins südliche Albanien, über welches wir — von einigen älteren Untersuchungen abgesehen — auch schon durch MARTELLI und NICULESCU einiges wissen.

Zwischen diesem südlichsten Anteil Albaniens (Gegend von Valona, nördlicher Epirus) und dem Arbeitsfelde NOPCSA's in Nordalbanien erstreckt sich ein Raum von mehr als 1 Breitegrad Ausdehnung, aus welchem bis in jüngste Zeit nur durch die klassischen Reisen AMI BOUÉ's und VIQUESNEL's einige geologische Daten bekannt waren. Später wurde nur noch von VETTERS 1906 ein Vorstoß in das nördliche Mittelalbanien (Gegend von Tirana) unternommen und auch eine Reise MAREK's (gleichfalls 1906) berührte mittelalbanisches Gebiet vom unteren Mati bis Durazzo. Kurz vor dem Kriege führte schließlich der Reiseweg einer italienischen Studienkommission für Albanien, welcher auch zwei Geologen: DAL PIAZ und DE TONI, beigegeben waren, durch den niederalbanischen Anteil Mittelalbaniens[2].

---

[1] Als Mittelalbanien wird das Gebiet zwischen den Flüssen Mati und Semeni (bezw. dessen Oberlauf Devoli) bezeichnet.

[2] Die Reise ging von Valona über das Bergland Malakastra und den Paß von Sinja nach Berat, von wo ein Abstecher auf die Cafa Darz (Paß auf der N-Seite des Tomorica-Gebirges) gemacht wurde. Von Berat führte die Reise nach Elbasan (Vorstoß ins Skumbital aufwärts und abwärts) und über den Krabapaß nach Tirana, von Tirana nach Kruja und Durazzo und von hier über Kawaja-Fieri zurück nach Valona.

Erst im Kriege wurde dieser dunkelste Teil des Landes durch die Okkupation von seiten der österreichisch-ungarischen, deutschen und bulgarischen Truppen zugänglicher und es begann auch sofort die topographische Neuaufnahme des Landes, von welchem bisher nur die — hier sehr mangelhafte — österreichische Generalkarte existierte.

Es erfolgte nun eine geologische Reise von Vetters (im Auftrage der Wiener Akademie der Wissenschaften), die über Tirana—Elbasan ins Skumbital anfwärts bis zur Hadzi-Bekar-Brücke und durch das Gebirge nördlich des Skumbi über Singjerc zurück nach Tirana führte, und schließlich lernte der Verfasser durch kriegsgeologische Tätigkeit besonders die Gegend von Tirana und Durazzo und das Skumbigebiet eingehend kennen. Von Osten her griff auch die deutsche kriegsgeologische Aufnahmstätigkeit über den Ochridasee nach Albanien bis ins oberste Skumbigebiet hinüber (Berichte von Welter nnd Goebel).

Nieder- und Inneralbanien. — Betrachten wir Mittelalbanien zunächst morphologisch, so fällt auf den ersten Blick der Unterschied zwischen Niederalbanien und Inneralbanien ins Auge. Ersteres ist z. T. ein Hügelland mit eingeschalteten Ebenen, z. T. ein sanft geformtes Bergland, das nur ausnahmsweise bis 1000 m emporgeht (Kraba-Gebirge), letzteres ist durchaus gebirgig, schwer zugänglich und mit Höhen zwischen 1000 und 2000 m, ja stellenweise reicht es auch über 2000 m empor.

Niederalbanien schiebt sich von der Mati-Mündung als ein nach S zu immer breiter werdender Streifen zwischen die Küste und den Rand des gebirgigen Inneralbanien; gegen Südalbanien steigt es zu immer höherem Lande an und verwächst mit den hier emporsteigenden epirotischen Ketten. Geologisch ist Niederalbanien als Tertiärland charakterisiert, in dem besonders auch die Neogenformation bedeutende Verbreitung gewinnt[1].

Der inneralbanische Anteil Mittelalbaniens (Inner-Mittelalbanien) bildet ein Gebirgsland, in dessen nördlicher Fortsetzung jenes von Nordalbanien und Montenegro liegt. Nach Süden weist es zu den Ketten des Mazedonischen Pindos. Der Westgrenze dieses Gebirgslandes entspricht der z. T. scharf ausgeprägte Rand gegen Niederalbanien, der in der Fortsetzung der dalmatinisch-

[1] Das Vorkommen von Jungtertiär in Albanien, und zwar z. T. in der Fazies des Wiener Beckens, hat schon Boué festgestellt und Ed. Suess zur Annahme seiner „Albanischen Tertiärbucht“ im „Antlitz der Erde“ bewogen. Später hat besonders Vetters die Verbreitung des Jungtertiärs betont. Dal Piaz und De Toni vermochten diese Verbreitung dann genauer festzulegen und schufen auch die Grundlage zu einer stratigraphischen Gliederung des albanischen Neogens.

montenegrinischen Küste dahinstreicht [1], während es gegen Osten hin der meridionale Grabenbruch des Ochridasees von den mazedonischen Gebirgen scheidet. Inneralbanien wird aus Gesteinen älterer Formationen aufgebaut, — obwohl alttertiäre Flyschbildungen noch eine nicht unbedeutende Rolle spielen und im obersten Skumbigebiet sogar noch ein bedeutendes Neogen-Becken vorhanden ist; besonders ist es die sogen. Serpentin-Schiefer-Hornstein-Formation [2] und die Kreide, welche den wesentlichsten Anteil an der Zusammensetzung der inner-mittelalbanischen Gebirge haben.

Wie in morphologischer und geologisch-stratigraphischer Hinsicht, so sind auch in ihrer Tektonik Nieder- und Inneralbanien zwei deutlich unterschiedene Einheiten höherer Ordnung.

Die Tektonik Niederalbaniens. — In Durazzo die albanische Küste betretend, sehen wir, daß die Insel, an deren Südende sich die Stadt aufbaut und deren Nordende das Cap Pali bezeichnet, aus pliocänen Schichten (Sandsteinen, Konglomeraten, Mergeln mit Piacentinfauna) sich zusammensetzt, welche ziemlich steil gegen O verflächen. Der das Rückgrat der Insel bildende, 187 m hohe Mali Durcit zeigt am Kamme die Schichtköpfe des 55—60° nach O einfallenden pontischen Konglomerat-Sandsteins. Die Schichten schneiden hier im W gegen das Meer ab, von dem sie in heftiger Brandung benagt werden, nach O sinken sie unter allmählich geringerem Neigungswinkel unter den Kneta Durcit, den versumpften, in Verlandung begriffenen Meeresarm, der die Insel von Durazzo vom Festland trennt. Hier am Westufer des Sumpfsees erkennt man die jüngsten Pliocänschichten, die z. T. der Astistufe entsprechen mögen.

Die Profillinie weiter verfolgend, finden wir östlich des Kneta Durcit erst im tief eingeschnittenen Arzenbett bei Bazar Schiak unter dem tiefgründigen lehmigen Detritus wieder Anstehendes: Es sind blaugraue Piacentin-Tone, die sehr sanft nach W verflächen.

Etwas wenig weiter südlich können wir die Lücke im Profil bequem ergänzen. Hier fallen im innersten Winkel der Bucht von Durazzo die „Sassi biancchi" zum Meere ab. Sie bestehen aus demselben pontischen Sandstein und Konglomerat wie der Ml. Durcit, ihr Verflächen ist aber steil (60°) nach W gerichtet. Der Kneta Durcit und der innere Teil der Bucht von Durz entspricht sonach einer Synklinale, der Ml. Durcit ihrem West-, die Sassi biancchi ihrem Ostflügel.

[1] Die albanische Küste streicht — in bezug auf den allgemeinen Küstenverlauf — abnormal N—S und hebt sich durch den charakteristischen doppelten Knick bei Alessio und Valona hervor.

[2] Ihr weites Vorgreifen nach W bis in die Gegend von Elbasan hat VETTERS erwähnt (Anz. Ak. d. Wiss. Wien 1917). Auch BOUÉ dürfte mit seinem „Urgebirge nächst Elbasan" diese Serpentinmassen im Auge gehabt haben (2. geognost. Reise in der Türkei: N. Jahrb. f. Min. etc. 1838).

Die Mulde des Kneta Dureit, die gegen N ins Meer hinausläuft, läßt sich gegen S als langgestreckte Synklinalzone durch ganz Mittelalbanien über die Ebene von Kawaja, den Liceni Terbuf in die Muzikić (die Ebene am unteren Semeni) verfolgen.

Der Westflügel der Mulde, den wir in der Insel von Durz gegen S an der Bucht enden sehen, taucht jenseits der Bucht im Cap Laghi wieder aus dem Meere auf; aber er ist hier mit einem sich gegen W anschließenden Gegenflügel zu einer Antiklinale verbunden, deren vollständiges Emporsteigen am Ml. Dureit offenbar durch die brandende Wirkung des Meeres verhindert wird. Die Antiklinale von Cap Laghi zieht sich gleichfalls — nur von zwei Lücken, die wahrscheinlich Quermulden entsprechen, unterbrochen — durch ganz Mittelalbanien bis an den Semeni, wo sie mit umlaufendem Streichen unter die Muzikić taucht.

Auf der Höhe der Sassi bianchi findet ein Wechsel in der Fallrichtung statt; wir dürften hier am zerknickten Scheitel einer sich gegen O an die Synklinalregion der Bai von Durazzo anschließende Antiklinale stehen. Diese Antiklinale läßt sich gegen N hin nur morphologisch erschließen: ein breiter flacher Hügelzug klingt hier allmählich gegen die Küstenebene an der Arzenmündung aus und er entspricht offenbar der sich aus dem weiten Muldenboden der Lales-Bucht und Schiak-Ebene heraushebenden Antiklinale. Gegen S können wir die Schichten am Ostrand der Kawaja-Ebene gegen diese einfallen sehen, während sich der antiklinale, mit einer Zerreißung verbundene Bau in dem Auftreten älterer flyschartiger Bildungen zwischen Kawaja und Nroc äußert, über welche wahrscheinlich das Pliocän transgrediert[1]. Diese Antiklinale verwächst mit der breiten Antiklinalzone, die wir noch am Skumbi kennen lernen werden.

Wir sahen bei Bazar Schiak schwach westlich geneigte Piacentintone, in die das Arzenbett eingenagt ist. Wir sind hier im sehr flachen Ostflügel der unteren Arzenmulde, wie ich diesen Teil der weiten Synklinalregion der Lales-Bucht nennen will, der durch die sekundäre Antikline der Sassi bianchi von der Kneta Dureit-Synkline geschieden ist. Auf einigen erhöhten Punkten südwestlich Bazar Schiak sehen wir noch kleine Reste von Asti-Sanden und -Schottern den blauen Tegeln aufsitzen.

Weiter nach O, in der Richtung nach Worra (an der Poststraße von Durazzo nach Tirana) gelangen wir in ältere Schichten, die unter dem Piacentinton hervorkommen und allmählich zunehmen-

[1] Solche lokale Transgressionen wurden innerhalb der sonst konkordanten Schichtfolge des niederalbanischen Tertiärs durch die tektonische Aktivität schon während des Sedimentationsvorganges hervorgerufen. Ich behandle diese Erscheinungen an anderer Stelle.

den Neigungswinkel bei gleichsinnig gerichtetem Verflächen zeigen. Zwischen Marikaj und Worra passieren wir eine mächtige Sandsteinfolge, die dem oberen Miocän entspricht und fossilreich, besonders oft vollgepackt mit großen Austern *(O. crasissima* und *gingensis)* ist, die mächtige Bänke bilden. Der Einfallswinkel erreicht hier im Mittel schon 30°. Bei Worra queren wir einen wohlcharakterisierten fossilreichen Tegelhorizont mit *Cardita Jouanetti* (Helvetien), unter welchem nun Flyschbildungen vollkommen konkordant hervorkommen. Am Rücken von Preza, der nach O zur Ischmi-Ebene abfällt, treffen wir wieder auf eine sehr fossilreiche Schicht, die sich weithin im Streichen verfolgen läßt: sie führt Lithothamnien, Nummuliten und eine Conchylien- und Echinoidcenfauna, die noch sehr ans Miocän gemahnt.

Während diese ins oberste Alttertiär (vielleicht Aquitan[1]) zu stellenden Schichten noch immer und zwar mit 35—40° nach W einfallen — also von der Ischmi-Ebene weg —, so sehen wir, dem Rand der Ebene gegen SE folgend, nach Überschreitung des Proj Limusit wieder die miocänen Sandsteine mit Austern in einem gegen S zu immer breiter anschwellenden Zug den Rand der Ebene begleiten: die Lagerung ist in ihm sehr steil einmal nach W, einmal nach O gerichtet, oft auch saiger. Es ist kein Zweifel, wir befinden uns hier im z. T. überkippten Ostflügel einer Antiklinale, welche am Rand der Ischmi-Ebene von einer großen Störung schief abgeschnitten wird. Diese Antiklinale ist sehr stark asymmetrisch — dem sehr langen flachen Westflügel entspricht ein kurzer, steil gestellter bezw. überkippter Ostflügel — und erinnert nicht mehr in der Form, sondern nur mehr in der Anlage an ein Gewölbe; der Scheitel desselben ist wahrscheinlich zerrissen.

Mit Cap Rhodoni läuft die besprochene Antiklinalzone gegen N ins Meer hinaus. Im Streichen gegen S zu wird die Scheitelregion immer breiter, wahrscheinlich verwächst die Cap Rhodoni-Antikline mit jener der Sassi biancchi —, die Überkippung läßt nach und in der Gegend südlich Tirana, gegen das Arzental zu, sehen wir bereits im inneren Teil des Ostflügels, der aus Flyschbildungen besteht, normales östliches Einfallen, während nur noch im äußeren Teil, im miocänen Austernsandstein am Rand gegen die Tiraner Ebene stellenweise Saigerstellung und Überkippung herrscht. Wir treffen dann diese Antiklinale in breiter Entwicklung, mit etwas sekundärer Undulation wieder am Skumbi bei Papriali (westlich Elbasan), wo bereits sicher eocäner Flych in mächtiger Entwicklung hervorbricht und jedenfalls bildet der Rücken des Ml. Siloves jenseits des Devoli, der in den Hochgebirgsrücken des Tomor in Südalbanien hinüberleitet, die Fortsetzung dieser Antiklinalzone, in

[1] Das Fossilmaterial ist noch nicht näher bearbeitet.

deren Kern dann hier schon Kreidekalke und wahrscheinlich noch ältere Schichten zum Vorschein kommen.

Die Ischmi-Ebene greift buchtenartig, wie ein landfest gewordenes Anhängsel des Dringolfes in das niederalbanische Tertiärhügelland ein. Ihr innerster Winkel bildet die Ebene von Tirana, die von dem südlichen Quellfluß des Ischmi, dem Ric lata oder Ljumi Tirans durchflossen wird. Der Ostrand der Tiraner- bezw. Ischmi-Ebene zeigt im Gegensatz zu dem scharf ausgeprägten geradlinigen Westrand einen sehr lappigen Verlauf. Sehr sanft steigt hier das Land am Fuße der Gebirgssteilstufe, an die sich Kruja, die Stadt Skander Beghs, lehnt, aus der Ebene an. Dieses Hügelland zeigt deutlich zonenförmige Gliederung und bildet vor der „Wand von Kruja“ — wie schon Boué den weithin weißleuchtenden Kalkabsturz des Gebirges nannte — eine Art Schichtstufenlandschaft. Sie setzt sich aus einem mächtigen Paket flach gegen die Ebene zu fallender miocäner (Mediterran und Sarmaticum) bis unterpliocäner (pontischer) Schichten zusammen. Am Ufer des Ric lata, westlich Tirana, und an der Ljane östlich der Stadt sieht man die tegelig-sandigen, Braunkohlen führenden sarmatischen Schichten in fast schwebender Lagerung. Ihnen liegen die verkieselte Hölzer führenden eisenschüssigen Sandsteine und Konglomerate des Ponticums auf, die erste Hügelzone aufbauend. Gegen das Gebirge wird die Lagerung steiler, die Schichten richten sich allmählich auf und wir sehen höher oben die sarmatischen Schichten mit 25—30° Einfallen wieder unter dem eisenschüssigen Sandstein ausstreichen; sie rufen im Gehänge eine schmale flache Einmuldung oder einen Absatz hervor. Es folgen nun in ihrem Liegenden, die zweite Schichtstufe aufbauend, grobe Lithothamnienkalke und Leithakalk-artige Bildungen, die 35—40° einfallen und mit ihren Schichtköpfen eine der „Wand von Kruja“ — bei Tirana entspricht ihr der Westabsturz des Mali Dajtit — entgegenblickende Stufe bilden. Die beiden Stufen trennt ein schmales, morphologisch einer Senke entsprechendes Flyschband. Dieser Flysch ist überaus intensiv gefaltet und förmlich zerknittert; er wird von den Mediterranschichten in einer außerordentlich klar ausgesprochenen Transgressionsdiskordanz überlagert.

Das mio-pliocäne Schichtpaket am Fuße der Kalkwand von Kruja, das gegen die Ebenen von Tirana einfällt und gegen diese allmählich ausebnet, ist als Gegenflügel des abgebrochenen und überkippten Ostflügels der Cap Rhodoni-Antiklinale anzusehen, wobei der Ischmi-Ebene eine ursprünglich synklinale Anlage zufällt. Der muldenförmige Charakter derselben spricht sich besser im Streichen weiter gegen S aus, wo sich im innersten Winkel der „Bucht“ von Tirana die Hügelzonen des West- und Ostrandes vereinen und die Lagerung der Schichten einen Muldenschluß andeutet. Am Krabapaß stehen wir in über 600 m noch

in Braunkohlen-führendem Sarmaticum und darüber lagernden pontischen Sandsteinen am Südrande des schlüsselförmig aufgebogenen Muldeninnersten. Der muldenförmige Bau läßt sich weiter noch in älterem Miocän in einem Ausläufer des Kraba-Gebirges bis an die Ebene von Elbasan verfolgen, wo er an einer großen Querstörung abschneidet. Ja, der letzte Ausläufer dieser langgestreckten Synklinalzone erscheint sogar am Südrande der Elbasaner Ebene in einem mitten im Flysch liegenden Miocänvorkommen wieder.

Der Bruch und die Überkippung, die wir im nördlichen Abschnitt am Westflügel dieser Tiraner Synklinalregion kennen gelernt haben, entspricht offenbar einem jüngeren, erst durch fortgeschrittenere tektonische Entwicklung zur Auslösung gebrachten Vorgang; er ist auch mit einer absoluten Senkung im Bereich der ehemaligen Synklinalachse verbunden, wie der Umstand zeigt, daß dieser Fluß aus seinem ursprünglich zum Arzen gerichteten Lauf, der durch ein außer Funktion gesetztes Tal südlich Tirana noch gut kenntlich ist, in die Richtung der Synklinalachse gegen den Dringolf gezwungen wurde. Auch erscheint heute noch die Ischmi-Ebene als eine Akkumulationsebene, während sich in den Synklinalregionen des unteren Arzen und bei Kawaja die Flüsse (Arzen bezw. Darci) kräftig einschneiden, ein Hinweis, daß hier auch die Muldenböden an der allgemeinen Hebung teilnehmen.

Wir haben hiemit die wichtigsten longitudinalen tektonischen Elemente des niederalbanischen Anteiles von Mittelalbanien kennen gelernt.

Von transversalen Elementen untergeordneter Bedeutung wären die bereits kurz erwähnten wahrscheinlichen Quermulden in der Antiklinalzone von Cap Laghi zu nennen. Auch das Abbrechen des Ml. Durcitflügels gegen S dürfte ursprünglich auf Quermuldenbildung zurückgehen, an welche hier die erodierende Wirkung des Meeres anknüpfte.

Von viel einschneidenderem Einfluß auf das Gefüge Mittelalbaniens ist die große Querstörungszone, die durch die Elbasaner Ebene gekennzeichnet ist. Wir erwähnten bereits, daß sie in die Synklinalzone von Tirana an deren Südende gleichsam eine Bresche schlägt. Noch deutlicher spricht sich diese Querstörung in der Randzone Inneralbaniens aus, mit dessen Tektonik wir uns im folgenden befassen wollen.

Kurz zusammenfassend seien hier nur noch die wichtigsten tektonischen Elemente Niederalbaniens angeführt; wir konnten feststellen:

1. Die Antiklinalzone Ml. Durcit — Cap Laghi — Kolonia.
2. Die Synklinalzone Kneta Durcit — Kawaja-Ebene — Liceni Terbuf — Muzikié.

3. Die von einem Scheitelbruch begleitete sekundäre Antiklinale der Sassi biancchi.
4. Die Partialmulde des unteren Arzen.
5. Die Antiklinalzone von Cap Rhodoni bis Ml. Siloves mit im N überkippten und gegen die Ischmi-Ebene von einem Diagonalbruch abgeschnittenen Ostflügel.
6. Die eingebrochene Synklinalregion von Tirana.
7. Die transversale tektonische Senke von Elbasan.

Inneralbanien. — Den Westrand Inneralbaniens bildet nördlich des Skumbi die „Wand von Kruja" bezw. der in ihrer südlichen Fortsetzung liegende Westabsturz des Mali Dajtit bei Tirana. Dieser überaus markante, über das ganze Hügelland Niederalbaniens bis ans Meer hin sichtbare Steilrand des Gebirges gehört einem schmalen Kalkzug an, der vom unteren Mati her geradlinig nach SSO dahinstreicht und nördlich Elbasan an der bereits erwähnten Querstörung mit dem Skamiljetet abbricht. Der Kalk hat bei Tirana (nach Vetters) Rudisten, am Skamiljetet (eigene Beobachtung) Nummuliten geliefert und ist als eine Übergangsbildung zwischen Kreide und Eocän anzusehen, wie sie in Südalbanien und Griechenland (nach Renz) große Verbreitung besitzt. Dieser Rudisten-Nummulitenkalk ist beiderseits von Flysch ummantelt, welcher im W unter die um 40° nach O verflächenden Kalke einfällt, während er im Osten die viel steiler gestellten, stellenweise nahezu überkippten Kalkbänke überlagert.

In den Südabstürzen des Skamiljetet sehen wir den an der Elbasaner Querstörung durch Brüche aufgedeckten antiklinalen Bau des Zuges: Hier wird auch an der Westseite der Kalk von Flysch überlagert und wir sehen ein im ganzen und großen symmetrisches Gewölbe (mit etwas steilerem Ostflügel) vor uns. Es findet also im Streichen gegen N eine Überkippung des Westflügels dieses Gewölbes statt, wobei die ganze Falte zusammengepreßt und zu einem Fächerfalten ähnlichen Gebilde umgestaltet wird.

Betrachten wir nun das Verhältnis dieses eben kennengelernten westlichen tektonischen Elementes Inneralbaniens zu Niederalbanien, so ist es wohl zunächst naheliegend, im Hinblick auf den fast senkrechten geradlinigen Gebirgsabsturz an einen senkrechten Abbruch zu denken, wie dies schon Boué getan hat (er spricht von einer „großen Flözspalte von Kruja"). Dieser Auffassung widersprechen jedoch unsere Beobachtungen: Der regelmäßige gewölbeförmige Bau, wie man ihn am Skamiljetet bei Elbasan erkennt, und das konkordante Einfallen der Flyschschichten (kein Absetzen!) unter die Kalke der „Wand von Kruja", was hier die Überkippung erweist. Die „Wand von Kruja", der Westabsturz

des Mali Dajtit sind daher in ihrer heutigen Gestalt im wesentlichen Erosionsgebilde[1].

Dennoch ist das Verhältnis des gefalteten Jungtertiärs Nieder-albaniens zu der Kreide-Eocän-Antiklinale von Kruja nicht das einer einfachen Anlagerung, sondern wir stehen hier tatsächlich, wenn es auch nicht zur Ausbildung senkrechter Bewegungsflächen gekommen ist, an einer fundamentalen tektonischen Linie, was uns erst die volle Berechtigung zu einer reinlichen, auch tektonischen Scheidung Nieder- und Inneralbaniens verschafft.

(Schluß folgt.)

Über die Schale von *Spirula* und ihren Verwandten.

Von **H. Prell** in Tübingen.

Mit 5 Textfiguren.

Unter der Fülle der rezenten dibranchiaten Cephalopoden ist *Spirula* nach unseren bisherigen Kenntnissen die einzige Gattung, welche gleich dem tetrabranchiaten *Nautilus* noch eine deutlich gekammerte Kalkschale mit schlankem Sipho besitzt, und so direkte Beziehungen zu fossilen Formen bietet.

In ihrem Bau ist die Schale von *Spirula* derjenigen von *Nautilus* nicht unähnlich. Wie diese ist sie spiralig eingerollt und läßt in ihrem Innern eine große Zahl apikalwärts gewölbter, von einem Sipho durchbohrter Septen erkennen. Abweichend vom *Nautilus*-Gehäuse ist die *Spirula*-Schale dadurch, daß ihre Windungen sich nicht berühren, ihre Windungsspirale also offen bleibt, ferner dadurch, daß der Sipho ausgesprochen intern, auf den Weichkörper bezogen somit branchial, liegt, daß die kugelförmige Embryonalschale erhalten bleibt und daß eine eigentliche Wohnkammer fehlt. Der wichtigste Unterschied ist aber derjenige, daß die *Spirula*-Schale im Gegensatz zum *Nautilus*-Gehäuse eine innere Schale ist, welche bauchwärts oder entobranch eingerollt ist.

Trotz der aus dem häufigen Vorkommen der Schale zu erschließenden weiten Verbreitung von *Spirula* gehören auch nur einigermaßen gut erhaltene vollständige Individuen von *Spirula* zu den größten Seltenheiten. Immerhin ist es jedoch schon seit langer Zeit (Roissy 1805) bekannt, daß die Schale von *Spirula* nicht, wie bei *Nautilus*, frei liegt, sondern daß der Weichkörper des Posthörnchens seine Schale umwächst. Da man aber stets nur stark

[1] Die Brandung eines pliocänen Meeresstadiums hat hierbei einen wesentlichen Anteil. Näheres über die morphologische Entwicklung der „Wand von Kruja“ in meinen „Morphogenetischen Studien aus Albanien“. Zeitschr. Ges. f. Erdk. Berlin 1920. 3./4. H.

beschädigte Stücke, erwiesenermaßen oder wahrscheinlich erst nach mehr oder weniger weit fortgeschrittener Verdauung von Tiefseeraubfischen wieder ausgespieen, zur Untersuchung erhielt, so ist es leicht verständlich, daß man das streckenweise Bloßliegen der Schale bei solchen Stücken zunächst für ursprünglich hielt und nach dem Grade desselben sogar verschiedene Arten zu unterscheiden suchte (Lönnberg 1906). Erst die neueste Zeit lehrte auch unversehrte erwachsene Individuen von *Spirula* kennen (Chun 1910, 1914), und dabei stellte sich heraus, daß die Schale normalerweise vollkommen vom Weichkörper umgeben ist, und daß ein Freiliegen stets auf Beschädigungen zurückzuführen ist, insbesondere an zwei nach ihrer Form als „Ovale" bezeichneten Bezirken, deren einer dorsal, der andere ventral nahe dem Hinterende des Tieres gelegen ist. Zugleich ergab sich, daß wahrscheinlich alle bekannten Individuen mit erhaltenem Weichkörper der gleichen Art, *Spirula prototypos* Péron angehören.

Auch über die Entwicklungsgeschichte von *Spirula* haben die letzten Jahre einige Aufschlüsse gegeben. Zwar ist embryologisches Material bislang noch nicht zu erreichen gewesen, und über die jüngsten Stadien der Schalenentwicklung sind wir demnach noch auf Vermutungen angewiesen. Aber es konnten doch schon recht junge postembryonale Stadien erbeutet werden, von denen das jüngste Individuum nur 5 mm maß, und die ebenfalls sämtlich eine vollkommen vom Mantel bedeckte Schale besitzen (Joubin 1910, Chun 1913). An der Hand dieser Larven von *Spirula* ließ sich ermitteln, daß sie eine Art von Metamorphose durchlaufen müssen, ehe sie das Aussehen der erwachsenen *Spirula* erreichen. Während die jungen Individuen nämlich an ihrem Hinterende gleichmäßig zugerundet sind, und dort nur eine dünne Mantelduplikatur über der Schale besitzen, zeichnen sich die erwachsenen Stücke durch ein als Terminalpapille bezeichnetes vielumstrittenes und in seiner Funktion lange Zeit unerklärlich gebliebenes Organ aus, welches am aboralen Pole auf der Schale aufsitzt. Abgesehen davon bestehen zwischen jungen und alten Tieren noch insofern Unterschiede, als einerseits bei den Jungen noch die Flossen mit ihrer Basis in der üblichen Weise in einer etwa frontal gelegenen Ebene ansetzen, während bei den Erwachsenen eine Rotation eingetreten ist und die Flossen in eine nahezu transversal gerichtete Ebene verschoben sind. Anderseits besitzen die Jungen noch nicht die großen, stark vortretenden Teleskopaugen der Erwachsenen, sondern nicht besonders spezialisierte Augen von winziger Größe.

Diese Umwandlung der äußeren Körperform, so geringfügig sie an sich auch sein mag, ist vielleicht geeignet, auf die Genese der Schalen einiger fossiler Formen etwas Licht zu werfen. Aus diesem Grunde soll der Versuch gemacht werden, auf dem Wege über *Spirula* zu einem Verständnis für den Aufbau und die Homo-

logieverhältnisse der Schalen verschiedener Belemnoideenformen zu gelangen, und gleichzeitig Hinweise über die Abstammung von *Spirula* zu gewinnen.

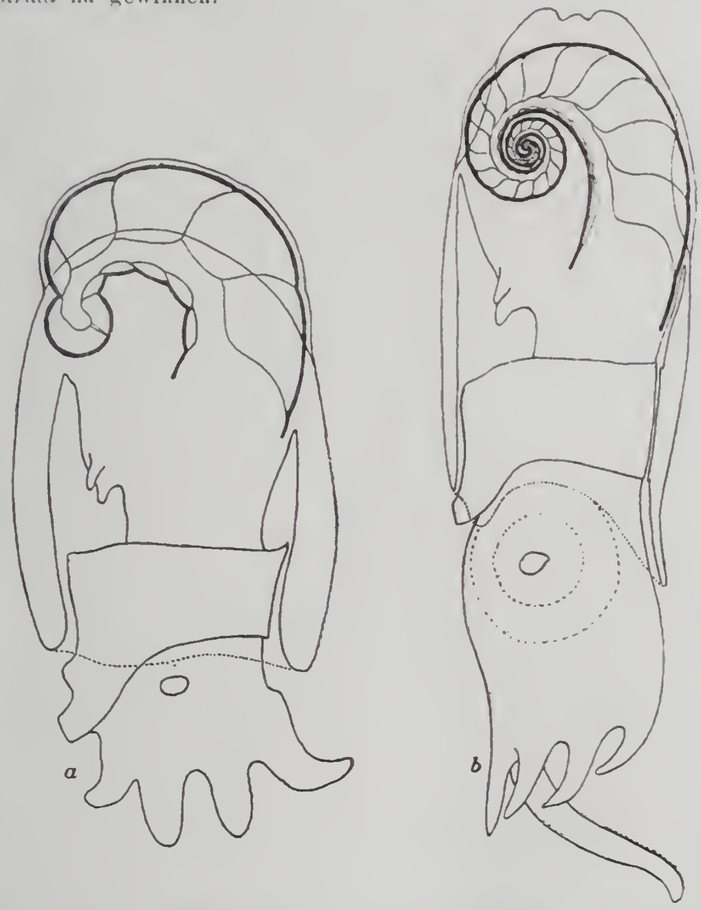


Fig. 1. Sagittalschnitte von *Spirula prototypus* Pér.
Links: Larve mit 5 Luftkammern außer Embryonalkammer und Wohnkammer (kombiniert und ergänzt nach Chun).
Rechts: Erwachsenes ♀ mit 29 Luftkammern (nach Chun).

Ehe darauf genauer eingegangen werden kann, ist noch eines Vorganges zu gedenken, der weit verbreitet bei den Cephalopoden vorkommt. Es ist dies die Neigung, dann, wenn irgendwelche Körperteile auf der primären Schale, welche von dem schalenbildenden Epithel des den Eingeweidesack umhüllenden Mantels erzeugt wird, dauernd aufliegen, mit diesen Organen ebenfalls

Schalensubstanz abzuscheiden und auf der eigentlichen Schale als eine Art von Überzug abzulagern. Etwas Derartiges findet statt, wenn die Schale durch die Bildung eines Schalensackes in die Tiefe verlagert und so zur Binnenschale umgewandelt wird. Bei den Cephalopoden mit einer Innenschale kommt es sehr häufig vor, daß das ursprünglich nicht schalenbildende Epithel der die Schalentaschendecke bildenden Mantelfalte sekundär auf die zuerst entstehende eigentliche, von dem Taschenboden gebildete Schale neue Schalensubstanz ablagert. Man kann somit bei vielen Cephalopodenschalen unterscheiden zwischen einer primären oder Hauptschale (Concha), welche dem Eingeweidesack direkt aufliegt und durch Apposition von der zentralen Seite wächst, und einer sekundären oder Deckschale (Epiconchium), welche die Hauptschale überdeckt und durch Apposition von der peripheren Seite wächst. Es empfiehlt sich, diese beiden indifferenten Bezeichnungen überall systematisch durchzuführen, wo allgemeine morphologische Vergleiche angestellt werden sollen. Auf diese Weise lassen sich Mißverständnisse vermeiden, die vielleicht dadurch veranlaßt werden könnten, daß die anderen Bezeichnungen für diese Schalenteile von den einzelnen Autoren in verschiedenem Sinn verwandt werden.

Die gegenseitigen Beziehungen von Hauptschale und Deckschale zueinander sind es nun, welche im Laufe der Phylogenese von *Spirula* bestimmenden Einfluß auf die Formbildung gehabt haben dürften. Sie sind es also auch, denen ein besonderes Interesse zuzuwenden ist, wenn man sich Aufschluß über *Spirula* und ihre Ahnen verschaffen will.

Um sich vom Schalenbau von *Spirula* und ihren Verwandten ein Bild machen zu können, ist es erforderlich, auf die Ontogenese der Schale zurückzugreifen. Viel ist in dieser Beziehung noch nicht bekannt. Durch die Auffindung junger Stadien von *Spirula* ist man wohl in den Besitz unreifer Schalen derselben mit nur wenigen Luftkammern gelangt, aber selbst die kleinste dieser Schalen besitzt schon außer der Anfangskammer weitere 4 Luftkammern (Naef 1913, Chun 1914). Jüngere Larven, bei denen es überhaupt noch nicht zur Luftkammerbildung gekommen ist, kennen wir noch gar nicht. Der Vergleich der erwachsenen Individuen von *Spirula*, einerseits miteinander, andererseits mit den bei anderen Cephalopoden herrschenden Verhältnissen hat nun schon längst die Veranlassung zu dem Versuche gegeben, den mutmaßlichen Lauf der nachembryonalen Entwicklung von *Spirula* zu rekonstruieren (Huxley & Pelseneer, 1895). Durch die nachträgliche Auffindung von besser erhaltenen erwachsenen und vor allem von jungen Stücken hat sich inzwischen erweisen lassen, daß diese hypothetische Entwicklungsreihe einiger Änderungen bedarf. Insbesondere ist in Betracht zu ziehen, daß die Schale schon sehr früh in ihrer ganzen Ausdehnung zur Binnenschale wird, und ferner,

daß die Ausbildung der Terminalpapille erst später zustande kommt, als man anfänglich vermutete. Unter Berücksichtigung dieser Punkte gelangt man zu folgenden Vorstellungen über die Schalenentwicklung von *Spirula*.

Das jüngste in Betracht kommende Larvenstadium[1] besaß nur die Anfangskammer als Schale. Ob diese bereits vom Mantel ganz überwachsen war, muß dahingestellt bleiben. Die überhalbkugelige Gestalt der Anfangskammer scheint eher dagegen zu sprechen, denn es ist kaum vorzustellen, daß eine Schale, die in einem bald geschlossenen oder gar frühzeitig abgeschnürten Schalensacke gebildet wird, den ganzen Organismus so von allen Seiten noch

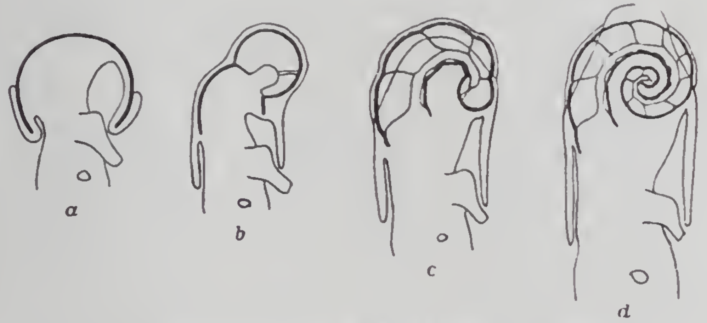


Fig. 2. Rekonstruktion der Ontogenese von *Spirula*.

a) Embryonalschale erst teilweise umwachsen.
b) Erste Wohnkammer angelegt, Hauptschale ganz umwachsen.
c) Vier Luftkammern gebildet, Schale noch gleichmäßig dünn überkleidet.
d) Elf Luftkammern gebildet. Schale von einem Wulst umgriffen, der die Terminalpapille trägt.

umschließen sollte. Einen viel wahrscheinlicheren Eindruck macht die Vorstellung, daß die Anfangskammer als Außenschale angelegt und erst nachträglich vom Mantel allseitig umwachsen wird. Diese Umwachsung dürfte beendet sein, wenn die *Spirula* an die Bildung der ersten Luftkammer herantritt, so daß von da an die Schale als echte Innenschale anzusehen ist. Durch die Ausbildung einer Wohnkammer am Mündungsrande der Anfangskammer, und weiterhin durch das Abschnüren der Luftkammern im Hintergrunde der Wohnkammer beim fortschreitenden Wachsen des Tieres entsteht

[1] Über den Zeitpunkt, an welchem das Ausschlüpfen der jungen Larve aus dem Ei erfolgt, ist noch nichts bekannt; es muß daher bis auf weiteres unentschieden bleiben, von welcher der hier angenommenen Stufen der Schalenbildung an die Larve bereits als freilebend anzusehen ist — ob schon zu Zeiten, wenn das Protoconch noch freiliegt, oder, wie das bei *Sepia* der Fall ist, erst dann, wenn schon die Bildung von Luftkammern begonnen hat.

nun zunächst eine kurze, hornartig gebogene Schale, welche in ihrer Manteltasche gleichsam von außen auf dem Eingeweidesack reitet, nur eine seichte Furche in ihn eindrückend. Wächst nun die Schale weiter und nimmt allmählich spiralige Gestalt an, so preßt sich von der Ventralseite her der Anfangspol der Schale allmählich wieder in den Eingeweidesack hinein. Dieser wird dadurch tief gefurcht und schließlich, wenn die Spirale größer geworden ist, durch sie wie durch ein dickes Septum geradezu in zwei Taschen zerlegt, von denen die rechte vorwiegend den Geschlechtsapparat, die linke vorwiegend den Darmtraktus aufnimmt. Gleichzeitig damit erfährt auch der Mantel eine Veränderung, indem sich zwischen das äußere Blatt und den Schalensack beiderseits eine Verdickung des mesodermalen Gewebes einschiebt. So entsteht schließlich in der mittleren Frontalebene des Tieres ein um das Hinterende des Tieres herumgreifender Wulst, welcher am aboralen Körperpole die wohl mit Sicherheit nach ihrem histologischen Aufbau als Leuchtorgan (Chun 1910) zu deutende Terminalpapille trägt. Der Schnittpunkt dieses Wulstes mit der medianen Sagittalebene, äußerlich eben durch die Terminalpapille gekennzeichnet, bedeutet in gleicher Weise morphologisch wie physiologisch den aboralen Pol des Tieres, gleichgültig, ob der ursprünglich aborale Pol der Schale, der durch die Anfangskammer gekennzeichnete Apex, darunter liegen bleibt oder sich allmählich darunter wegschiebt.

Die Neigung zur Abscheidung einer Deckschale ist bei *Spirula* nur gering. So beschränkt sich das ganze Epiconchium auf die Ablagerung einer körneligen Kalkmasse. Diese sekundäre Schicht bleibt überall relativ dünn und muß, da sich die Schale bei ihrem Spiralwachstum gleichsam unter dem das Epiconchium abscheidenden Epithel wegdreht[1], ehe größere Massen abgelagert werden können, einen ziemlich gleichmäßigen Überzug bilden (Lönnberg 1896). Nur auf der Innenseite der Spirale wird die Deckschale oft etwas stärker und erweckt den Eindruck eines Verstärkungsbandes; auch dieses behält aber wegen des Wegdrehens überall etwa die gleiche Dicke. Nur überaus selten ist hier die Kalkabscheidung so stark, daß durch das Verstärkungsband das sezernierende Epithel beiseite gedrängt und sogar völlig geteilt wird, indem besonders bei enggewundenen Spiralen schließlich die aufeinanderfolgenden Windungen des Gehäuses durch eine sagittale Kalklamelle scheibenartig miteinander in Verbindung gebracht werden (Branco).

[1] Ganz richtig ist diese Vorstellung nicht, denn es dreht sich eigentlich nicht die Schale unter ihrem Epithel weg, sondern die Schale samt dem auflagernden Schalensackepithel verschiebt sich unter dem Körperabschnitt, der physiologisch allein die Abscheidung einer dicken Deckschalenschicht gestattet oder begünstigt.

Anders liegen die Verhältnisse bei *Spirulirostra*, der einzigen fossilen Cephalopodenform, welche größere Ähnlichkeit mit *Spirula* besitzt. Bei dieser ist die Hauptschale nicht vollkommen spiralig eingerollt, sondern sie bleibt auch beim erwachsenen Tier gemshornartig gestaltet. Außerdem besitzt *Spirulirostra* eine stark entwickelte Deckschale, welche sich am aboralen Körperpole zu einem hohen Spitzkegel, einem Rostrum, erhebt. Das Verständnis für den Bau dieser Schale wird durch den Vergleich mit *Spirula* und durch Anwendung der dort gemachten Erfahrungen wesentlich erleichtert.

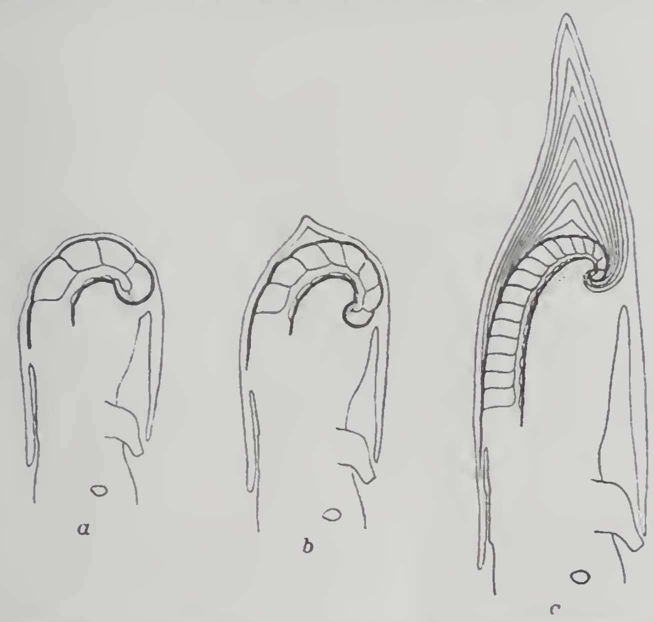


Fig. 3. Rekonstruktion der Ontogenese von *Spirulirostra*.

a Drei Luftkammern außer der Embryonalschale und der Wohnkammer gebildet, Schale noch ohne Deckschale.

b) Sieben Luftkammern gebildet, Beginn der Deckschalenbildung.

c) Sechzehn Luftkammern gebildet. Deckschale zum Rostrum verlängert.

Auch in diesem Falle sei von einer hypothetischen Ontogenese der Schale ausgegangen. Die erste Larvenform von *Spirulirostra* dürfte derjenigen von *Spirula* geglichen haben, von der sie sich hauptsächlich durch die etwas abweichende Gestalt der Anfangskammer unterschied. Im Verlaufe des fortschreitenden Wachstumes der Hauptschale krümmte diese sich wie bei *Spirula* ventralwärts ein. Die Abscheidung einer Deckschale erfolgte zunächst nicht oder jedenfalls nicht in nennenswertem Maße. Erst nachdem mindestens 6 Luftkammern abgegliedert waren, vielleicht noch etwas

später, beginnt das parietale Blatt des Schalensackes, etwa über der 4.—6. Luftkammer allmählich einen kleinen Kegel sekundärer Schalensubstanz auf die Hauptschale abzulagern.

Zu diesem Zeitpunkt stellt sich also augenscheinlich eine ziemlich unvermittelt einsetzende Veränderung des Mantels ein. Blickt man zurück auf die Verhältnisse bei *Spirula*. so trat auch dort eine Veränderung des Mantels etwa zu dem gleichen Zeitpunkte auf, nämlich die Ausbildung jenes die Flossen und die Terminalpapille tragenden Wulstes. Wenn auch eine direkte Beziehung zwischen Terminalpapille und Deckschale damit in keiner Weise angedeutet wird, so liegt doch die Vermutung nahe, daß, ähnlich wie bei *Spirula*, so auch bei *Spirulirostra* eine partielle Verdickung des Mantels erfolgt sei. Und durch die dabei ermöglichte stärkere Blutversorgung wurde das parietale Blatt des Schalensackes zur Abscheidung des kräftigeren Epiconchiums befähigt. Bei *Spirula* fand statt dessen die Entwicklung des Leuchtorganes statt, welches einerseits selbst reichliche Ernährung beanspruchte, andererseits durch eine Rostrenbildung darunter geschädigt worden wäre. Leuchtorgan und Rostrum stehen also zueinander in einer an das Verhalten vikariierender Organe erinnernden Korrelation.

Bei einer, ursächlich vielleicht mit der Entwicklung eines terminalen Leuchtorganes in Verbindung stehenden geringen Abscheidung von sekundärer Schalensubstanz kann nun die Schale sich ungehindert weiter krümmen, sich gleichsam unter dem aboralen Körperpole wegschieben und allmählich zur Planspirale einrollen, wie das bei *Spirula* der Fall ist. Eine Schale dagegen, welche erst einmal mit einer kegelförmig vorspringenden Deckschale versehen ist, wird durch diese Erhebung gehindert, sich weiter unter dem aboralen Körperpole fortzuschieben. Diese Hemmung wird um so größer, je mehr durch erneute Abscheidung von sekundärer Schalensubstanz die Deckschale an Höhe zunimmt. Andererseits werden wegen des anfangs geringer, später gar nicht mehr erfolgenden Weiterrückens die neuen Deckschalenschichten immer wieder auf der gleichen Stelle abgelagert werden müssen, bis die Deckschale dort als Rostrum hervorspringt. Da nun das Rostrum einen bestimmten Teil der Schale am aboralen Körperpole gleichsam festhält, kann die Hauptschale ihre anfängliche Krümmungstendenz bei fortschreitendem Wachstume nicht mehr beibehalten. Sie wird dieselbe mehr und mehr einbüßen müssen und zuletzt schließlich gerade weiterwachsen. So gelangt die Hauptschale schließlich zu der gemshornartigen Form, wie sie die Schale von *Spirulirostra* tatsächlich darbietet.

(Schluß folgt.)

Besprechungen.

E. Dacqué: Geologie II (Stratigraphie). Samml. Göschen. Bd. 846. 135 p. Mit 56 Abb. u. 7 Taf. Berlin-Leipzig 1920. (4,20 Mk.)

Das Bändchen wendet sich bestimmungsgemäß an einen weiten Leserkreis. Da ist es denn ganz gewiß nicht unberechtigt, wenn aller Nachdruck auf die Methodik der Stratigraphie gelegt wird, mag auch mancher der Leser vielleicht das mühelosere und die Phantasie mehr anregende Studium der Ergebnisse vorziehen und erwarten. Nur 30 Seiten entfallen auf die Darstellung der eigentlichen Erdgeschichte und auch da werden die Faunen, Schichtgesteine und vulkanischen Produkte jeweils für sich abgehandelt. Den Beschluß macht eine Schilderung der ältesten, nichtfossilführenden Formationen, zu denen auch das Algonkium gerechnet ist, und ein Hinweis auf die hypothetischen Anfänge des Lebens.

Verschiedentlich ist der Ausdruck „Urgeschichte", der (neben Vorgeschichte) meist für Prähistorie angewendet wird, statt „Erdgeschichte" gebraucht, was möglicherweise in dem in Betracht kommenden Leserkreise zu Mißverständnissen Anlaß geben könnte.

Die Illustrationsmittel sind geeignet ausgewählt, die Fossiltafeln aus Abbildungen des Zittel'schen Lehrbuchs zusammengestellt. **Hennig.**

Die deutsche mineralogische Gesellschaft

wird ihre **7. Jahresversammlung** vom 8.—**10. April in Göttingen** halten.

Für die wissenschaftlichen Sitzungen sind bisher folgende **Vorträge** angemeldet:

Beger: Ergebnisse statistischer Untersuchungen über den Chemismus der Lamprophyre.

Ehringhaus: Über Dispersion der Doppelbrechung.

Erdmannsdörffer: Entstehung kristalliner Schiefer, erläutert an mazedonischen Vorkommen.

V. Goldschmidt: 1. Über Himmelsgläser. 2. Ziele und Organisation der Kristallographie.

Groß: Kristallwachstum im gerichteten Molekülstrahl.

Gudden: Zur Kenntnis der pleochroitischen Höfe.

Hadding: Über die röntgenkristallographischen Apparate und ihre Leistungen.

Johnsen: 1. Einspringende Kristallwinkel. 2. Die Verwachsungsfläche von Kristallzwillingen.

Milch: Über Spilosite und Desmosite.

Mügge: 1. Kontaktmetamorphose der Diabase im Harz. 2. Isotrop gewordene Kristalle.

Nacken: Gasabsorption in Zeolithen.

Rinne: 1. Chemische Umsetzungen in kristallinen Systemen. 2. Kristallographische Achsen.

Rose: Optische und lichtelektrische Untersuchungen am Zinnober.

Scheumann: 1. Hysterese und Gitterreaktion bei den zeolithischen Wässerungsvorgängen. 2. Das kinematische Moment im Prozeß der Metamorphose des sächsischen Mittelgebirges.

Schiebold: Atomistische und ionistische Struktur von Kristallen.

Soellner: 1. Über den Essexit und andere Gesteine aus dem Kaiserstuhl. 2. Über die Gesteine von Pantelleria.

Spangenberg: 1. Einbettungsmethode und Bestimmung von Plagioklasen. 2. Die verschiedenen Modifikationen des Calciumcarbonates.

Valeton: Über die Struktur des Alauns.

Weber: Die Rose'schen Kalkspatkanäle.

Außerdem sind in Aussicht genommen:

Sonnabend, den 9. April: Besuch des Kalibergwerks Gewerkschaft Siegfried I bei Salzderhelden (Führer: Herr Prof. Stille).

Sonntag, den 10. April: Besuch der Blauen Kuppe bei Eschwege (Führer: Herr Dr. Ramdohr).

Ferner hat Herr Prof. Erdmannsdörffer sich erboten, am 11 und 12. April im Harz (Radau-Tal und Kontaktzone bei Wernigerode und Steinerne Renne) zu führen.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Phenakit aus dem Granit von Hilbersdorf bei Reichenbach in der Oberlausitz.

Von **M. Henglein** in Karlsruhe.

Mit 2 Textfiguren.

Von den der pneumatolytischen und hydrothermalen Phase angehörenden Berylliummineralien, die immer zu granitischen Gesteinen in enger Beziehung stehen, haben F. Kolbeck und M. Henglein[1] aus dem Königshainer Granit den Euklas und Phenakit von Döbschütz, ferner aus einer Druse von der Nordwestecke des Striegauer Granitmassivs, nämlich von Tschirnitz bei Jauer, Phenakitkristalle beschrieben. Ebenfalls aus dem Striegauer Granit, von Pilgramshain, stammen nach C. Hintze[2] linsenförmige Phenakitkristalle. Euklas wurde bisher aus dem Striegauer Granit nicht bekannt; Beryllkriställchen wurden jedoch darin nach Becker[3] und Traube[4] an verschiedenen Stellen gefunden. Aus dem Königshainer Granit erwähnt Woitschach[5] himmelblaue Beryllkriställchen, so daß aus diesem Gestein nach unserer Veröffentlichung des Euklas- und Phenakitvorkommens drei Berylliummineralien bekannt waren.

Als neuer Fundort für Phenakit seien die Hilbersdorfer Berge genannt, die westliche Fortsetzung des Königshainer Granits. Hier wurden in einem Steinbruch Drusen mit Phenakitkristallen gefunden, welche von den aus den Brüchen von Döbschütz stammenden prismatischen Phenakitkristallen im Habitus und in Kombination vollkommen abweichen. Sie zeigen nur zwei Rhomboeder:

---

[1] Dies. Centralbl. 1908. 335, 549.
[2] Zeitschr. f. Krist. u. Min. 1897. **28**. 174.
[3] Zeitschr. D. geol. Ges. 1867. **19**. 736.
[4] H. Traube. Min. Schlesiens. 1888. 33.
[5] Inaug.-Diss. Breslau. 1881. 54.

			r	d
	Symb.	Bravais	$10\bar{1}1$	$\bar{1}012$
	„	Goldschmidt . .	$+1$	$-\frac{1}{2}$
Nach Goldschm. Aufst.[1]	„	Bravais	$11\bar{2}1$	$\bar{1}\bar{1}22$

Infolge der großen Ausbildung von d = $\bar{1}012$ haben die Kristalle linsenförmige Gestalt, ähnlich denen aus dem Granit von Pilgramshain. Da diese Kombination noch nirgends abgebildet ist, wurde sie im Kopf- und Perspektivbild in Fig. 1 und 2 dargestellt.

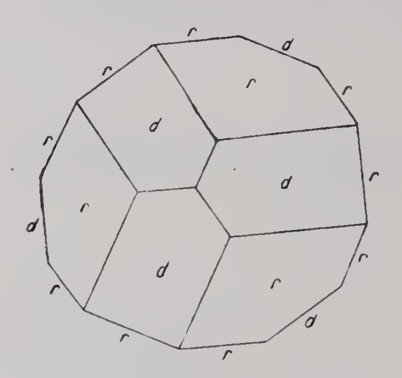


Fig. 1. Kopfbild des Phenakit, ca. 12fach vergrößert.

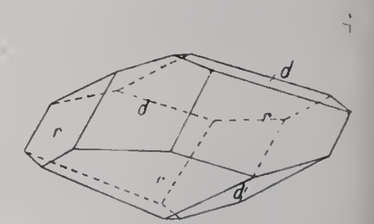


Fig. 2. Perspektivisches Bild des Phenakit, ca. 12fach vergrößert.

Die Dimensionen der größten Kristalle von Hilbersdorf sind Höhe : Tiefe : Breite = 2 : 3,5 : 3,5 mm. Die Kristalle sind farblos, nahezu wasserhell und oberflächlich angeätzt. Letztere Erscheinung weisen alle übrigen schlesischen Phenakite auf; sie wurde wohl durch Flußsäure hervorgerufen, welche noch während der hydrothermalen Phase emporstieg. Die Anwesenheit von Fluorit in der Hilbersdorfer Druse als jüngste Bildung gestattet diese Erklärung.

Die Flächen geben jedoch am zweikreisigen Goniometer deutliche Reflexe, die genau auf die Positionswinkel führen. Die Polkanten zwischen r und d sind nicht besonders scharf, teilweise gerundet; schwache Reflexe führen auf Vizinale. Dagegen sind

[1] Es sei hier auf die Goldschmidt'sche Aufstellung hingewiesen, welche andere Bravais'sche Symbole ergibt, wodurch in der Literatur Verwechslungen entstehen. Auch in der Buchstabenbezeichnung folgte ich der allgemeinen Bezeichnung, die auch V. Goldschmidt (Zeitschr. f. Krist. 1909. 46. 467) aufnahm. r d sind identisch mit p δ. Diese letzteren Buchstaben finden sich in Goldschmidt's Winkeltabellen 1897 und wurden auch in unsern unter 1 zitierten Abhandlungen angenommen. Sie sind durch die Buchstaben r und d zu ersetzen.

die von r und d gebildeten Randkanten so scharf ausgebildet, daß man damit mit Leichtigkeit Papier zerteilen kann.

Die Härte ist über 7, die Dichte 2,97. Die Beryllerde wurde mikrochemisch durch deutliche Kaliumberylliumoxalatkristalle nachgewiesen.

Paragenesis.

Zahlreiche winzige Phenakitkriställchen obiger Kombination, meist unter Millimeter-Größe, sitzen auf Orthoklas, Quarz und Pennin. Nur wenige erreichen die oben angegebenen Abmessungen und sind dann meist mit ihren Randkanten unter einem Winkel von etwa 45^0 auf Quarzprismen aufgewachsen, seltener auch auf Pennin, unter und in Chlorit. Aus letzterem konnte oben gezeichnetes Kriställchen unversehrt gewonnen werden. Als höchstens gleichaltrige, wohl aber als jüngste Bildung ist der seltener auftretende Flußspat anzusehen. Derselbe ist wasserhell bis schwach grün, würfelig mit höchstens 3 mm Kantenlänge und sitzt auf Pennin. Als Abschluß des pneumatolytischen Bildungsstadiums erscheint ein Überzug von Gilbertit auf Feldspat und Quarz. Gilbertit bildet den Übergang zur hydrothermalen Phase, in welcher außer Phenakit, Fluorit und Albit die nakritähnlichen Zersetzungsprodukte und Quarz III entstanden.

Der Quarz ist ein bis 3 cm langer prismatischer Rauchquarz mit ± Rhomboeder, oft monstros und mit Zersetzungsprodukten überzogen. Die zahlreichen winzigen Phenakitkriställchen sitzen dazwischen zerstreut und fallen sofort durch ihren starken Glasglanz auf. Die Oberfläche der Prismen des Rauchquarzes erscheint rauh. Auch Kappenquarze sind vorhanden. Die Kappen (Quarz III) sind durch Gilbertit von Quarz II getrennt.

Der fleischfarbene Orthoklas weist öfter Manebacher Zwillinge auf und ist stellenweise schriftartig von Quarz durchwachsen. Albit tritt in kleinen Kriställchen auf den Basisflächen von Orthoklas auf. Alle diese Drusenmineralien sitzen auf einem nicht gerade besonders charakteristischen Schriftgranit auf, in welchem sich außer fleischrotem Orthoklas auch Amazonenstein findet. Letzterer gehört wie der Schriftgranit dem Ausklingen der liquidmagmatischen Phase an. Der Amazonitfeldspat wurde auch anderwärts, wie am Pikes Peak in Colorado und im Ural in Phenakit führenden Drusen gefunden. Hier allerdings in großen Kristallen in der Druse, wie er bei Hilbersdorf nicht beobachtet wurde.

Unter- und Mitteldevon im Oberbergischen zwischen Agger und Sieg.

Von **Max Richter.**

Einzelne verstreute Mitteilungen über dieses Gebiet finden sich in älteren Arbeiten bei v. Dechen, in der Bergrevierbeschreibung Ründeroth und in den neueren Arbeiten von F. Winterfeld und A. Denckmann. Seit einiger Zeit bin ich in dieser Gegend mit einer Arbeit beschäftigt, deren einstweilige Ergebnisse ich in einer vorläufigen Mitteilung bekanntgeben möchte.

Stratigraphie.

Vorausschicken möchte ich, daß ich für einige Schichtfolgen Lokalnamen aufgestellt habe, und zwar für die, bei denen mir eine Parallelisierung mit den von A. Denckmann und der Preuß. geol. Landesanstalt aufgestellten Stufen nicht möglich war. Den Namen Brombacher Schichten habe ich von Herrn H. Breddin übernommen, der die Selbständigkeit dieser Schichtfolge zuerst in seinem Arbeitsgebiet erkannte (an der Sülz in der Umgegend von Lindlar).

Unterdevon.

a) Siegener Schichten.

1. Eitorfer Schichten.

Meist graue, auch graugrüne bröcklige glimmerhaltige Schiefer von mildem oder feinsandigem Charakter. Untergeordnet treten grobkörnige mürbe eisenschüssige Grauwacken von brauner Farbe und vereinzelte Sandsteinbänke auf. Der ganze Komplex macht einen außerordentlich verwittert-mürben Eindruck.

Verbreitungsgebiet nördlich der Sieg zwischen Eitorf und Dattenfeld auf der Südseite der Nutscheid. Ähnliche Schichten habe ich südlich Overath beobachtet.

Mächtigkeit sehr groß, anscheinend weit über 1000 m. Fossilien habe ich bis jetzt noch nicht gefunden.

2. Odenspieler Grauwacken.

Feste, meist hellblaugraue oder graue Grauwacken, immer quarzitisch, die grünlich verwittern. Als untergeordnete Zwischenlagerung finden sich (von Nord nach Süd zunehmend) graugrünliche und dunkelblaugraue Schiefer. In den Grauwackebänken ist starke Deltaschichtung häufig.

Verbreitungsgebiet Gegend von Much, unteres Bröltal, Gegend von Odenspiel, nördlich und südlich der Sieg bei Schladern. Das beste Profil durch diese Schichten bietet das Westerttal nördlich Schladern

an der Sieg. Hier fand ich auch in einem der Steinbrüche Fossilien. Leider sind sie stark zerrieben und daher schlecht bestimmbar.

Spirifer primaevus	*Cypricardella* sp.?
Rensselaeria crassicosta	*Beyrichia* sp.
Rensselaeria sp.	*Murchisonia* sp.
Ctenodonta sp.	*Tentaculites* sp.

Die Mächtigkeit der Odenspieler Grauwacken beträgt etwa 500 m; doch scheint sie ziemlich wechselnd zu sein. bei Much und Schönenberg dürfte sie weit weniger betragen.

3. Spurkenbacher Schichten.

Im oberen Horizont der Odenspieler Grauwacken herrschen graugrüne Schiefer und gebänderte Rauhschiefer vor. (Horizont No. 2? von A. Denckmann) Darüber folgt im Westerttal eine Zone graugelber mürber Schiefer. Grauwacken treten auffallend zurück Ähnliche Schichten fand ich an der Bahn Morsbach—Hermesdorf. Nach Westen scheinen diese Schichten auszukeilen (erodiert? siehe unter Tektonik), westlich der Linie Waldbröl—Schladern konnte ich sie nicht mehr auffinden, während sie nach Osten zu an Mächtigkeit anscheinend rasch zunehmen.

Die Spurkenbacher Schichten dürften bereits den höheren Siegener Schichten zuzurechnen sein. (Horizont No. 3? von A. Denckmann.)

b) Höheres Unterdevon. (Äquivalente der Koblenzschichten?)

1. Bladersbacher Schichten.

Westlich von Waldbröl und nördlich von Ruppichteroth und Schönenberg schalten sich zwischen Odenspieler Grauwacken und dem untersten Mitteldevon Schichten ein, wie sie ganz ähnlich im Gebiet westlich von Bensberg vorkommen und die vielleicht als Äquivalente der Verseschichten zu betrachten sind. Im ganzen Gebiet zwischen Bensberg und Schönenberg liegen diese Schichten zwischen Rimmertschichten und Odenspieler Grauwacken, bezw. zwischen letzteren und dem untersten Mitteldevon.

Die Bladersbacher Schichten bestehen zwischen Ruppichteroth und Waldbröl fast ausschließlich aus glatten olivgrünen und unregelmäßig brechenden Schiefern, die zahlreiche Sphärosideritknöllchen führen, und aus Rotschiefern. Nördlich Schönenberg treten diese Schiefer stark zurück, hier sind vorwiegend feinkörnige grüne Grauwacken von wenig fester Beschaffenheit vorhanden.

Verbreitungsgebiet östlich Denklingen, südlich und westlich Waldbröl, bei Ruppichteroth und nördlich Schönenberg. Die Mächtigkeit nimmt von Süden nach Norden zu, sie ist sehr gering bei Waldbröl, Ruppichteroth und Schönenberg, südlich von letztgenanntem Ort fand ich diese Schichten überhaupt nicht mehr. Sie dürften also auf einer Linie längs des Waldbrölbaches, bezw. südlich davon, auskeilen.

2. Rimmertschichten.

Diese bestehen zum überwiegenden Teil aus grobkörnigen weißen quarzitischen Grauwacken; bei ihrer Verwitterung bilden sich eigenartige Eisenringe. Der obere Horizont führt grüne und rote Schiefer. Nach Süden zu gehen sie unter Mächtigkeitsabnahme in eine Fazies mürber und grobkörniger Grauwacken von brauner Farbe über. Südlich des Brölbaches konnte ich sie nirgends mehr auffinden. Bei Schönenberg und Ruppichteroth, wo sie in der dortigen Mulde wieder auftreten müßten, sind sie aber nicht vorhanden; es ist deshalb anzunehmen, daß sie von Nord nach Süd auskeilen, denn ihr Fehlen ist nicht durch tektonische Vorgänge bedingt.

Verbreitungsgebiet südwestlich Dieringhausen bei Oberbantenberg, Bielstein und südlich davon bis gegen Marienberghausen.

3. Remscheider Schichten.

Über den Rimmertschichten liegt eine wenig mächtige Decke von Keratophyr und Keratophyrtuff. Südlichstes Vorkommen bei Weihershagen und Bielstein.

Darüber folgen die Remscheider Schichten, die aus grünen und roten Schiefern bestehen. In meinem Gebiet kommen sie nur bei Weihershagen—Oberbantenberg, Kehlinghausen und Mühlen vor.

Nach V. Zeleny führen sie bei Weihershagen *Beyrichia montana* Spr., doch konnte ich dort kein Fossil finden.

Die Mächtigkeit beträgt hier etwa noch 10—20 m, nach Norden nimmt sie rasch zu. Weiter südlich sind sie nicht mehr vorhanden. Sie keilen demnach auch von Nord nach Süd aus.

Die Cultrijugatusstufe scheint in meinem ganzen Gebiet nicht mehr vorhanden zu sein.

Mitteldevon.

In meinem Gebiet ist nur das untere Mitteldevon vorhanden.

1. Hobräcker Schichten.

Meist grünlichgraue, oft carbonatreiche sandige Schiefer. Bei Waldbröl treten auch Sandsteine von heller Farbe auf. Stellenweise erhalten die Schiefer beim Verwittern einen stahlblauen Anlauf. Im Norden des Gebietes zwischen Agger und Wiehl ist die oberste Zone der Hobräcker Schichten als Kalk entwickelt, darunter treten dort noch wenig mächtige Rotschiefer auf. Weiter im Süden sind diese „Grenzkalke“ durch kalkige Schiefer ersetzt und Rotschiefer fehlen. In dieser Beziehung vollzieht sich also ein Fazieswechsel von Nord nach Süd. Weit wichtiger aber ist der Fazieswechsel, der sich von Osten nach Westen vollzieht. Die Hobräcker Schichten gehen in dieser Richtung allmählich in Kalke über, etwa auf der Linie Bantenberg—Alperbrück—Elsenroth—Öleroth. Es hat den Anschein, als würde dadurch ein Zusammenhang mit dem unteren Mitteldevon der Nordeifel bestehen.

Zu erwähnen wäre noch eine Zone mürber, gelber Schiefer, die bei Schönenberg über den Kalken auftritt; ähnlich findet sie sich bei Weihershagen, nur folgt hier über den Schiefern wieder Kalk.

Im Gegensatz zu den Schichten des Unterdevons führen die Hobräcker Schichten eine außerordentlich reiche Fauna.

Spirifer speciosus	*Centronella* sp.
— cf. *curvatus*	*Chonetes* sp.
— *subcuspidatus*	*Avicula* sp.
— cf. *elegans*	*Carydium* sp.
— *parcefurcatus*	*Cyathophyllum helianthoides*
— *auriculatus*	*Cyathophyllum* sp.
Atrypa reticularis	*Heliolites porosa*
— var. *aspera*	*Pachypora* sp.
Orthis striatula	*Favosites* sp.
Orthotetes umbraculum	*Stromatopora concentrica*
Stropheodonta interstrialis	*Fenestella* sp. sp.
Strophomena sp.	*Hexacrinus* sp.
Productella subaculeata	*Rhipidocrinus* sp.
Athyris concentrica	Crinoiden
Leptagonia rhomboidalis	*Tentaculites* sp.

Verbreitungsgebiet zwischen Agger und unterer Wiehl b. Weihershagen—Oberbantenberg, dann zwischen Wiehl und Waldbrölbach einerseits, Nümbrecht—Denklingen andererseits, wo sie abwechslungsweise mit der nächstfolgenden Gruppe in Sätteln auftreten. Mächtigkeit schwankend, bei Oberbantenberg 150 m, bei Mühlen ca. 100 m, bei Schönenberg 100 m, bei Waldbröl und Denklingen ca. 300 m.

2. Brombacher Schichten.

Vorwiegend feste quarzitische Sandsteine von hellblaugrauer Farbe, verwittert graugrün bis grau; untergeordnet finden sich auch weniger feste gelbe Sandsteine und harte grünliche, muschlig brechende Schiefer. Die Sandsteine erscheinen oft gebleicht und dann mit zahlreichen bräunlichen Pünktchen von Eisenhydroxyd durchsetzt.

Abweichend von dieser „normalen Ausbildung" sind die Brombacher Schichten als Kalke und kalkige Schiefer zwischen Wiehl und Bröl bei Kalkofen, Pfaffenberg, Nieder- und Oberbierenbach entwickelt.

Stellenweise sind die Sandsteine ziemlich carbonatreich und dann voll von Fossilien.

Spirifer subcuspidatus	*Chonetes* sp. sp.
— cf. *elegans*	Muscheln
— *speciosus*	Schnecken
Orthotetes umbraculum	*Cyathophyllum* sp.
Productella subaculeata	*Calceola sandalina*
Athyris concentrica	*Stromatopora* sp. sp.
Atrypa reticularis	Crinoiden
Strophomena sp.	*Fenestella* sp.

Die Schichtflächen der Sandsteine sind häufig von Crinoidenstielrasen bedeckt.

Calceola sandalina fand ich nur in einem einzigen Exemplar an der Straße zwischen Osberghausen und Weihershagen.

Die Brombacher Schichten wurden bisher immer den Mühlenbergschichten zugerechnet. Wie aber schon aus der Fossilliste hervorgeht, fehlt *Newberria amygdala*, das Leitfossil der Mühlenbergschichten völlig in den Brombacher Schichten. Schon V. Zeleny hat auf seiner Karte (in: Das Unterdevon im Bensberger Erzdistrikt usw.) diese Schichten nicht zu den Mühlenbergschichten gerechnet.

Ich bin der Ansicht, daß diese mächtige Schichtfolge von den Mühlenbergschichten zu trennen ist, und zwar im wesentlichen aus faunistischen Gründen. Brombacher- und Mühlenbergschichten sind in meinem Gebiet und auch weiter östlich durch einen ziemlich mächtigen Schieferhorizont getrennt.

Verbreitungsgebiet ungefähr dasselbe wie das der Hobräcker Schichten. Die Mächtigkeit ist ziemlich bedeutend, sie beträgt im Gebiete von Wiehl mindestens 700 m.

3. Wiehler Schiefer.

Über den Brombacher Schichten folgt eine Serie von Schiefern, die wahrscheinlich den Ohler Schiefern A. Fuchs' entsprechen.

Sie bestehen aus kalkreichen bröckligen Tonschiefern von überwiegend dunkelgrauer Farbe, teilweise führen sie auch einige unreine Kalkbänke. Die Grenze gegen die Brombacher Schichten ist sehr scharf, da der untere Horizont der Wiehler Schiefer frei von Sandsteinen ist. Die obere Abteilung enthält Sandsteinbänke, die den allmählichen Übergang zu den Mühlenbergschichten vermitteln. Die Wiehler Schiefer sind meist sehr fossilreich.

Spirifer speciosus	*Pentamerus galeatus*
— cf. *subcuspidatus*	*Cryphaeus* sp.
— cf. *elegans*	*Cyathophyllum* sp.
Leptagonia rhomboidalis	*Calceola sandalina*
Orthoteles umbraculum	Muscheln
Chonetes sp. sp.	Crinoiden
Atrypa reticularis	*Fenestella* sp. sp.
Athyris concentrica	*Tentaculites* sp.

Verbreitungsgebiet bei Wiehl, Volmershausen, Dorn und Oberagger. Die Mächtigkeit beträgt etwa 200 m.

4. Mühlenbergschichten.

Sie beginnen da, wo die letzte graue Schieferbank der Wiehler Schiefer zu Ende ist. Es sind meist blaugraue und graugrüne quarzitische Sandsteine, teilweise mit Carbonatgehalt. Bei der Verwitterung bekommen diese Sandsteine gern eine rauhe, poröse Oberfläche und helle, fast weißliche Farben, bleiben dabei aber

völlig fest. Sie ähneln petrographisch sehr den Brombacher Schichten, enthalten aber im Gegensatz zu diesen ganze Lagen von *Newberria amygdala*. Dicke Bänke sind häufig von Crinoidenstielgliedern erfüllt.

Verbreitungsgebiet nördlich der Agger, wo sie typisch entwickelt sind. Dann im Innern der Wiehler Mulde. Hier treten die dicken Sandsteinbänke zurück, dünnplattige Sandsteinbänke und ebenspaltende sandige Schiefer herrschen vor.

Mächtigkeit im Innern der Wiehler Mulde etwa 200 m, nördlich der Agger bedeutend mehr.

Tektonik.

Unsere bisherige Kenntnis von der Tektonik dieses Gebietes beruht auf den Arbeiten von A. Denckmann.

Darnach stößt im Süden des Gebietes, längs des Waldbrölbaches, tiefes Unterdevon (Gedinnien) an die Schichten des Mitteldevons. Dasselbe gilt für die Gegend von Weihershagen (hier: Gedinnien an Oberkoblenz) und Eckenhagen. Die dazwischen bestehende Schichtlücke wird durch eine große Überschiebung des alten Unterdevons über die höheren Schichtglieder erklärt. Längs zweier großer meridional verlaufender Verwerfungen soll später die Überschiebungsdecke zerrissen und so der mitteldevonische „Horst von Waldbröl" entstanden sein.

Nach meinen bisherigen Untersuchungen kann ich diese Auffassung nicht teilen.

Zunächst möchte ich bemerken, daß ich in meinem ganzen Gebiet nirgends Gedinnien aufgefunden habe. Das, was A. Denckmann auf seiner Karte (in: Neue Beobachtungen über die tektonische Natur der Siegener Spateisensteingänge. Teil I) als Gedinnien bezeichnete, verteilt sich in meinem Gebiet auf die verschiedenen Stufen des Unterdevons.

Bei der Stratigraphie des Gebietes habe ich bereits auf das Auskeilen der einzelnen Schichten von Nord nach Süd hingewiesen. Im Süden, bei Waldbröl und Ruppichteroth, fehlt also alles, was zwischen Odenspieler bezw. Bladersbacher Schichten und dem untersten Mitteldevon normalerweise vorhanden ist.

Es ist daher anzunehmen, daß im Süden, im Gebiete der Nutscheid, und weiter südlich, zu der Zeit, die nach Ablagerung der Siegener und vor Ablagerung der Hobräcker Schichten liegt, ein Festland bestanden hat, auf das erst wieder die Hobräcker Schichten transgredierten. (Eine Diskordanz habe ich bis jetzt nicht beobachtet.)

Die große Schichtlücke im Süden erkläre ich also nicht durch eine Überschiebung, sondern durch das Auskeilen der fehlenden Stufen an einem Festlande. Rein äußerlich spricht gegen eine Überschiebung schon das gleichsinnige Fallen (nach NNW) von

Odenspieler Grauwacken, Bladersbacher und Hobräcker Schichten, die zwischen Schönenberg und Waldbröl konkordant übereinanderliegen.

Nach mir persönlich gemachten Angaben von Herrn H. Breddin tritt auch zwischen Weihershagen und Bensberg nirgends Gedinnien auf; auf einer gemeinsamen Begehung konnte ich mich auch davon überzeugen; die Schichtenfolge ist dort ganz normal[1] von den Siegener Schichten bis ins Mitteldevon entwickelt; ähnlich verhält es sich auch im Gebiet von Eckenhagen.

Das damalige Festland im Gebiete der Sieg dürfte auch die Erklärung bringen für die Verschiedenheit der Koblenzschichten im Süden und im Norden. Vielleicht erklärt sich auch daraus das Fehlen der höheren Siegener Schichten westlich von Waldbröl, die zur Zeit des höheren Unterdevons erodiert und so das Material für die Koblenzschichten abgegeben haben können.

Betrachten wir nun den tektonischen Bau des Gebietes zwischen Sieg und Agger, so können wir von Süd nach Nord fünf verschiedene Zonen feststellen:

1. Den Nutscheidsattel.
2. Die Ruppichterother Mulde.
3. Das Gebiet zwischen Waldbrölbach und Wiehl.
4. Die Wiehler Mulde.
5. Den Bielsteiner Sattel.

1. Der Nutscheidsattel.

Er liegt zwischen Sieg und Bröl, bezw. Sieg und Waldbrölbach. An seinem Aufbau beteiligen sich Eitorfer Schichten und Odenspieler Grauwacken. Die Sattelachse sinkt von Westen nach Osten, so daß (westlich des Westerttales) die Eitorfer Schichten unter den Odenspieler Grauwacken verschwinden, während diese ihrerseits wieder weiter im Osten (Wisserbach) von höheren Siegener Schichten bedeckt werden. Die Fortsetzung dieses Sattels bezw. der Eitorfer Schichten nach Westen dürfte in den Siegener Schichten im Siebengebirge und weiter westlich zu suchen sein.

2. Die Ruppichterother Mulde.

Sie bildet eine völlig isolierte Mulde, allseitig von Odenspieler Grauwacken umgeben. Sie hebt im Westen bei Hänscheid aus und endet im Osten bei Öleroth. Sie hat eine Länge von 7,5 km und eine größte Breite von 1,2 km; gebildet wird sie von Bladersbacher, Hobräcker und Brombacher Schichten.

Zu bemerken wäre, daß ich die Bladersbacher Schichten am Südflügel der Mulde nicht mehr aufgefunden habe, wohl aber noch am Nordflügel.

---

[1] Bei Fehlen der höheren Siegener Schichten über den Odenspieler Grauwacken, die im ganzen westlichen Teil des Gebietes zwischen Agger und Sieg nicht vorhanden sind.

Weiter nördlich liegen bei Retscheroth und Bölkum—Stranzenbach zwei kleinere Spezialmulden, die im Muldenkern Bladersbacher Schichten enthalten.

3. Das Gebiet zwischen Waldbrölbach und Wiehl.

Begrenzt wird es im Süden durch den Waldbrölbach zwischen Hermesdorf und Berkenroth, im Westen durch eine Linie Berkenroth—Nümbrecht—Elsenroth, im Norden durch die Wiehl und im Osten durch eine Linie Brüchermühle—Hermesdorf.

Dieses Gebiet für sich betrachtet stellt eine nach Norden sich öffnende sackförmige Mulde dar, die ringsum von Odenspieler Grauwacken, Bladersbacher- und Rimmertschichten begrenzt wird.

Im Innern der Mulde bilden Hobräcker und Brombacher Schichten abwechselnd Sättel und Mulden.

A. Denckmann läßt diesen „Waldbröler Sack“ im Westen und Osten von zwei großen, meridional verlaufenden Verwerfungen begrenzen, außerhalb dieser soll das überschobene Gebirge im Westen und im Osten abgesunken sein; d. h. also, die sackförmige Mulde von Waldbröl soll einen mitteldevonischen Horst, den „Horst von Waldbröl“ darstellen.

Da aber die große Überschiebung, wie ich gezeigt habe, nicht vorhanden ist, so kann auch von einem Horst keine Rede sein.

Die beiden großen Randverwerfungen dürften auch nicht vorhanden sein. Die westliche, die von Marienberghausen über Schönenberg, zieht, ist nicht aufzufinden; die Grenze zwischen Unter- und Mitteldevon liegt in Wirklichkeit einige Kilometer weiter östlich, und das Gebiet von Schönenberg ist ja eine Mulde für sich, hat also mit der westlichen Randverwerfung des Waldbröler Horstes nichts zu tun.

Die östliche Randverwerfung Denklingen—Waldbröl ist ebenfalls nicht nachzuweisen.

Im Osten und Westen löst sich der „Waldbröler Sack“ in Süd—Nord Richtung in kleine Spezialmulden auf, die mit kleinen Spezialsätteln des Unterdevons verzahnt sind. Querverwerfungen spielen dabei im allgemeinen eine recht geringe Rolle, größere Bedeutung dürften sie nur auf der Linie Nümbrecht—Berkenroth besitzen.

Die große Waldbröler Mulde beginnt hier bei Berkenroth ganz normal, auf beiden Flügeln von Bladersbacher Schichten, darunter Odenspieler Grauwacken unterlagert.

So kommt das Bild einer Nord—Süd verlaufenden Grenzlinie zwischen Unter- und Mitteldevon im Osten wie im Westen zustande durch eine in dieser Richtung verlaufende gegenseitige Ablösung von kleinen Sätteln und Mulden, die stellenweise durch Querstörungen beeinflußt sind. Von Süd nach Nord stellen sich dabei allmählich die im Süden fehlenden Schichten ein.

4. Die Wiehler Mulde.

Sie liegt zwischen Wiehl und Agger und bildet die unmittelbare Fortsetzung der Waldbröler Mulde, d. h. diese geht nach Norden in die Wiehler Mulde über. Damit verbreitert sich auch das Mitteldevon nach Osten in das Gebiet von Eckenhagen, nach Westen in die Ründerother Mulde (mit Unterbrechung durch den Bielsteiner Sattel).

An dem Aufbau der Wiehler Mulde beteiligen sich die Brombacher-, Wiehler- und Mühlenbergschichten, letztere bilden den Muldenkern. Größere Störungen fehlen der Mulde. Am Süd- und Nordflügel treten die Brombacher Schichten heraus, am Nordflügel bilden sie einen Sattel, so daß weiter nördlich (Aggertal) wieder regelmäßig Wiehler-, dann Mühlenbergschichten folgen.

Dieser Sattel wird im Osten, in der Gegend von Hundsheim—Alpe, durch Querstörungen abgeschnitten. In seiner Fortsetzung liegen die Wiehler Schiefer, die einen Sattel zwischen den Mühlenbergschichten bilden. In der Gegend nördlich von Oberagger hebt sich dann wieder ein kleiner Sattel von Brombacher Schichten heraus.

Diese ganze Sattelzone ist als Fortsetzung des Bielsteiner Sattels zu betrachten.

5. Der Bielsteiner Sattel.

Er streicht in unser Gebiet herüber aus der Gegend von Drabenderhöhe über den Immerkopf—Helmershausen—Bielstein—Oberbantenberg. Seine weitere Fortsetzung nach Osten bildet die bereits erwähnte Sattelzone.

Bis Oberbantenberg besteht der Sattelkern aus Rimmertschichten, auf beiden Sattelflügeln legen sich Remscheider, Hobräcker und Brombacher Schichten darüber. Bei Oberbantenberg ist die ganze Zone durch Quer- und Längsverwerfungen stark gestört.

Die Sattelachse sinkt von Westen nach Osten, so daß im Sattelstreichen immer jüngere Schichten an seinem Aufbau teilnehmen.

Nördlich bezw. nordwestlich des Bielsteiner Sattels folgt die Ründerother Mulde, die aber außerhalb unserer Betrachtung bleibt.

Die Tektonik ist also in dem geschilderten Gebiet im großen und ganzen einfach. Meist ganz normal gebaute Sättel und Mulden wechseln miteinander ab. Starke Spezialfaltung ist kaum vorhanden. Überschiebungen und große durchlaufende Verwerfungen fehlen dem Gebiete völlig. Das sind die bisherigen Ergebnisse meiner Arbeit, die ich aber keineswegs als endgültig hinstellen möchte.

Die Grundzüge in der Tektonik Mittelalbaniens.

Von **Ernst Nowack** in Leoben.

Mit 2 Textfiguren.

(Schluß.)

Diese Erkenntnis verdanken wir einer wichtigen Beobachtung am Mali Dajtit.

Am Westabfall des Ml. Dajtit schaltet sich zwischen den Wandabsturz und den Steilhang, der zum Gipfel führt, in über 1000 m Höhe ein sehr markanter, schmaler gesimseartiger Absatz, in dessen innerstem Winkel spärliche Reste einer neogenen Strandbildung (Austern- und anderes Conchylienschalenzerreibsel mit sandig-kalkigem Bindemittel) erhalten sind. Die in die Luft hinausgehenden Miocänschichten der zweiten Schichtstufe östlich Tirana (vgl. oben) weisen auf diese unzweifelhafte Strandplatte hinauf! „Inneralbanien" ist also seit Ablagerung des Miocäns als starre Scholle um 1000 m emporgestiegen[1], während „Niederalbanien" in dieser Zeit in Falten aus dem Meere getaucht ist. Beide Einheiten unterliegen offenbar derselben Kräfteeinwirkung, reagieren aber auf verschiedene Weise, wobei die flexible und die starre Scholle gelenkartig ineinandergreifen.

Südlich der großen Elbasaner Querstörungszone sind die Verhältnisse gänzlich verändert. Längs einer in die Richtung der Elbasaner Senke fallenden Linie greift hier die Serpentin-Schiefer-Hornstein-Formation bis an die Grenze Niederalbaniens vor. Nur unmittelbar südlich Elbasan ist ihr noch ein klippiger Kalkzug (die Maja balrave) vorgelagert, weiter gegen S grenzt die große Serpentinmasse direkt an die Tertiärbildungen des Vorlandes.

Der ≷-förmig gekrümmte Westrand der Serpentinformation im Skumbigebiet wird von einer Reihe kleiner Kalkfetzen, welche als Klippen im Landschaftsbild hervorstechen, begleitet. Sie sind ident mit dem Kalk der M. balrave. Die stratigraphische Stellung dieses Kalkes ließ sich nicht festlegen; er ähnelt im petrographischen Habitus jedoch sehr dem Rudisten-Nummulitenkalk. Sowohl der Kalk dieser Klippen wie der Serpentin am Kontakt mit ihnen ist tektonisch in höchstem Grade beansprucht. Letzterer zeigt viel-

[1] Dieses Emporsteigen erfolgt nicht überall gleichmäßig, sondern scheint — wie man an alten Verebnungsflächen des Skumbi erkennen kann — mit einer sehr flachen schild- oder beulenförmigen Auftreibung verbunden zu sein.

fach eine charakteristische „glasige" Ausbildung [1], d. h. er ist vollkommen von glänzenden Harnischen durchsetzt, ausgewalzt, zerquetscht und auch oft von merkwürdig flaserig-knolliger Beschaffenheit. Der Flysch sowie die in diesem (wahrscheinlich als Lokalfazies) auftretenden eocänen Plattenkalke („Krastakalke"), die östlich Elbasan das Vorland der Serpentin-Schiefer-Hornsteinzone bilden, sind wirr gefaltet und gestaucht; eine Auflösung in einzelne tektonische Elemente ist hier schwer durchführbar.

Wir sehen also im mittleren Skumbigebiet die in ihrer Hauptmasse wahrscheinlich dem oberen Jura und der unteren Kreide angehörige Serpentin-Schiefer-Hornstein-Formation [2] dem alttertiären Flysch [3] auflagern, wobei an der Grenze noch einzelne Fetzen von wahrscheinlichem Rudisten-Nummulitenkalk (die erwähnten Klippen und die M. balrave) auftreten. Die bereits angeführten Erscheinungen höchster tektonischer Beanspruchung lassen keinen Zweifel übrig, daß an der Basis des Serpentinkomplexes in Mittelalbanien eine große Schubfläche ausstreicht. Diese Überschiebung der Serpentinzone ist östlich Elbasan noch mit einer Querstörnng kombiniert, längs welcher ein Teil der Schubmasse gleichsam vorangeeilt ist. Diese Querstörung hat — wie wir bereits gesehen haben — ihre Wirkung auch in das Vorland hinausverlegt, wo in ihrer Fortsetzung die Elbasaner Ebene niedergesunken ist, an welcher sowohl die Antiklinale von Kruja als auch die jungtertiären Falten Niederalbaniens abbrechen. Das Vorland, das im Westen kein Widerlager findet, ist unter der Wucht der von Osten vordrückenden Massen niedergedrückt worden; das ganze Landschaftsbild um Elbasan weist deutlich den Senkungscharakter auf [4], und in der Akkumulationsebene des Skumbi, die noch im Quartär von einem See erfüllt war [5],

---

[1] Diese Bezeichnung wurde von Nopcsa für offensichtlich ganz idente Ausbildungsweisen in Nordalbanien verwendet.

[2] Diese Altersbegrenzung ist jüngst Kossmat auf Grund seiner Beobachtungen in Serbien gelungen („Bericht über eine geol. Studienreise in den Kreisen Mitrovica und Prijepolje"; Sitz.-Ber. Sächs. Ak. d. Wiss. Leipzig 1916). Im östlichen Griechenland ist Renz zu einem vollständig übereinstimmenden Ergebnis gelangt. — Nach meinen Beobachtungen und jenen Hilber's im Pindus gibt es allerdings auch noch jüngere (alttertiäre) Serpentine.

[3] Das Alter konnte ich durch Nummulitenfunde sowohl im Flysch selbst als in den mit ihnen engst verknüpften Plattenkalken erweisen.

[4] Die morphologischen Verhältnisse der Umgebung von Elbasan und ihre Beziehungen zur Tektonik habe ich ausführlich in meinen „Morphogenetischen Studien" (l. c.) behandelt.

[5] Nach Dal Piaz und De Toni, welche am Devolknie im Südteile der Ebene limnische Quartärablagerungen feststellten (Atti della soc. pro il progr. delle sc. Roma 1915).

sehen wir den tiefstgesunkenen, weit unter die Erosionsbasis gebrachten Schollenstreifen vor uns.

So ist auch das Vorgreifen der Serpentinzone bei Elbasan die Ursache des Verschwindens der letzten autochthonen Küstenkette, als welche wir die Antiklinale von Kruja betrachten müssen; auch sie wird von der sich aus Osten aufschiebenden Masse in die Tiefe gedrückt. Die längs der Überschiebungslinie eingekeilten Kalkfetzen entstammen vielleicht solchen tief aus dem Flyschuntergrund aufgeschürften Küstenkettenkalken.

Während der südlich des Skumbi längs der Elbasaner Querstörung vorgeprellte Teil der Serpentin-Schiefer-Hornsteinzone sich fast durchaus nur aus Eruptiven zusammensetzt, treten nördlich des Skumbi auch reichlich die für die Formation charakteristischen Sedimentgesteine — hier besonders Kalke mit Hornsteinen — auf, die nach den in ihnen lagerförmig vorkommenden Apophysen wahrscheinlich dem ursprünglichen Randgebiet der basischen Intrusion angehören. Diese Kalke und Schiefer-Hornsteine sind an der Stirn der Überschiebungsmasse wild aufgebäumt und in ihrer Lagerung bis ins einzelne überaus gequält.

Auf der Serpentin-Schiefer-Hornstein-Formation lagert südlich des Skumbi die mächtige Kreidetafel (Nerineen-, Gryphäen-, Korallen- und Rudistenkalke) des Polisit-Gebirges. Die Auflagerungshöhe senkt sich von 1300 m am Westrand des Plateaus auf etwa 550 m im Osten. Hier keilt die Serpentinformation im Skumbital zwischen Babia und Kjuks zwischen der Kreidetafel und einer an der Raponmündung als Basis der Serpentin-Schiefer-Hornstein-Formation auftauchenden, mächtigen roten Konglomerat-Sandstein-Schiefer-Formation (wahrscheinlich Permotrias) aus. Bei Kjuks liegt die Kreidetafel bereits direkt dem Komplex der roten Konglomerate etc. auf. Die Auflagerungsfläche der Polisit-Kreide entspricht also einer gewaltigen schiefen Ebene, welche die Serpentin-Schiefer-Hornstein-Formation fast in ihrer ganzen Breite nach oben abschneidet. Die Lagerung der Kalke des Polisit-Plateaus ist verhältnismäßig flach, jedoch durchaus nicht ungestört [1]; es dürften vielfach Stauchungen und Brüche die Schichtmasse durchsetzen.

Höchst merkwürdig sind die Erscheinungen, die man am Serpentinsockel an der Basis der auflagernden Kreidetafel längs der ganzen Nordgrenze beobachten kann Der Serpentin zeigt bis in eine Tiefe von 60—80 m eine überaus eigenartige konglomeratische Ausbildungsweise: Eine dichte, rein serpentinische, dunkel- bis lauchgrüne Grundmasse ist erfüllt von gerundeten, mit einem firnisglänzenden Häutchen überzogenen Serpentin- bezw. Peridotitbrocken,

---

[1] Ich konnte in der Gegend des Kratul (Nordteil des Plateaus) Neigungswinkel von 35 und 50° ablesen.

welche dem ganzen Gestein einen konglomeratähnlichen Habitus verleihen. Die Gerölle, die sehr verschiedene Größe (bis Faustgröße) besitzen, lösen sich meist leicht aus dem Gestein, das stellenweise schon bei leichtem Anschlagen mit dem Hammer in Schotter zerfällt. Das Gestein enthält keine fremden Beimengungen, erst die obersten Schichten unmittelbar unter der Kreideauflagerung werden stark kalkig, ja, der Übergang zum Kalk bildet ein Gestein, das in einer brecciösen kalkig-serpentinischen Grundmasse nur noch vereinzelt Serpentinbrocken enthält. Schon auf Grund des Eindruckes im Gelände glaubte ich diese ganze Bildung als Mylonit deuten zu müssen. Gegen die Natur eines Transgressionskonglomerates[1] spricht vor allem die Reinheit des Gesteinsmaterials, das — ausgenommen die obersten Schichten — durchaus Serpentin ist. Eine Transgressionsbildung der Kreide kann man sich ohne Beimengung von Kalk oder sonstiger fremder Bestandteile (die Kreideentwicklung ist sehr fossilreich!) auf so bedeutende Mächtigkeit nicht vorstellen. Auch der mikroskopische Befund liefert nur eine Stütze für die Auffassung der tektonischen Entstehung dieses Gesteins[2]. Die Grundmasse erwies sich z. T. als einheitlicher Faserserpentin, z. T. als von brecciöser Struktur, wobei nur die Klüfte von Kalkspat ausgefüllt sind. Der Kalk ist somit nur sekundär, durch Sickerwasser von oben her aus der Kreideüberdeckung in das Serpentingestein gelangt.

Wir müssen also auch die Kreidetafel des Polisit-Gebirges als eine Überschiebungsmasse auffassen, die von Osten her auf die Serpentin-Schiefer-Hornsteinzone aufgeschoben wurde. Durch die Überwalzung hat der Serpentin bis tief hinein jenes sonderbare konglomeratähnliche Gefüge erhalten, welches wohl schon einesteils eine gewisse Prädestinierung im physikalischen Verhalten des Gesteins voraussetzt, zum großen Teil aber durch die Eigenart im Mechanismus der Bewegung (das „Überwalzen") bedingt sein muß. Denn wir haben die tektonische Beanspruchung im Serpentin an anderen Stellen —, an der Basis der selbst überschiebend fungierenden Serpentinmasse und in inneren Quetschungs- und Pressungszonen —, auch in ganz anderer Weise sich äußern sehen (glasiger, flaseriger und knolliger Serpentin).

Die Überschiebungsmasse des Polisitplateaus bildet die dritte tektonische Einheit im Aufbau Inner-Mittelalbaniens. Es folgt nun

---

[1] In Analogie mit den Verhältnissen in Serbien, Mazedonien, Nordalbanien und Griechenland müßte man nämlich zunächst auf ein solches schließen; alle Forscher (Kossmat, Ampferer, Hammer, Nopcsa, Goebel, Renz) haben übereinstimmend die Transgression der oberen Kreide über die Serpentin-Schiefer-Hornstein-Formation festgestellt. Der Konglomeratserpentin ist jedoch mit diesen Transgressionsbildungen nicht ident.

[2] Die mikroskopische Untersuchung nahm in liebenswürdigster Weise Herr Ing. Dr. Stiny-Bruck a. d. Mur vor.

nach Osten eine junge longitudinale Störungszone: Es ist das das mit Neogen erfüllte obere Skumbibecken, ein Paralleleinbruch zu den dessaretischen Seen. Es scheint ein organischer Zusammenhang, daß hier auf die Zone der tektonischen Massenentfaltung im Osten, gegen Mazedonien hin eine Zone der Auflockerung folgt.

Zwischen oberem Skumbibecken und Ochridasee tritt in der Mokra-Planina horstartig wieder die Serpentin-Schiefer-Hornstein-Formation zutage[1]; hier scheint die Kreide bereits normal als Transgressionsbildung dem Serpentin aufzulagern, so daß die Überschiebung des Polisit-Plateaus nur als Nahüberschiebung, als große Schuppe gewertet werden kann, wie das in analoger Weise auch für die Überschiebung der Serpentin-Schiefer-Hornsteinmasse gilt, die bereits bei Babia (also etwa 15 km vom Stirnrand) in der roten Konglomerat-Sandstein-Schieferserie auf ihrer normalen Unterlage aufzuruhen scheint.

Vergleich mit den Forschungsergebnissen über die Tektonik der Nachbargebiete. — Suchen wir zunächst Anschluß nach Norden, so finden wir uns in dem von Nopcsa eingehend durchforschten Teil Nordalbaniens[2] in der Fortsetzung der inner-mittelalbanischen Gebirge. Nopcsa unterscheidet in seinem Gebiet vor allem vier tektonische Einheiten: Die autochthonen Küstenketten, die verhältnismäßig einfach gebaute, flach lagernde „nordalbanische Tafel“, das „Faltengebirge von Cukali“ mit sehr gequälter Lagerung und das Eruptivgebiet von Merdita oder kurz „Merdita“. Das Verhältnis dieser vier tektonischen Einheiten zueinander soll am besten mit den eigenen Worten Nopcsa's charakterisiert werden (l. c. p. 278):

„Der Cukali ist ein durch einen aus Nordnordost wirkenden Schub einseitig nach Südwest überfaltetes posteocänes Gebirge, auf das aus unbekannter Distanz hin im Norden unseres Gebietes die nordalbanische Tafel, im Süden unseres Gebietes die Eruptivmasse von Merdita überschoben wurde, und das infolge einer mit den gegenüberstehenden Rändern der überschobenen Partie fast parallel verlaufenden Aufwölbung wieder ans Tageslicht gelangte.“

Es ist klar, daß die mittelalbanische Serpentin-Schiefer-Hornsteinzone mit Nopcsa's Merdita ident ist und daß wir in der Überschiebung jener auf den Flysch ein Analogon der Überschiebung der „Merdita“ auf „Cukali“ vor uns haben. Eine Berechtigung, den überschobenen Flysch unseres Gebietes als selbständige geologische Einheit (analog „Cukali“) aufzufassen, besitzen wir noch nicht,

---

[1] Ich stütze mich hier nicht auf eigene Erfahrung, sondern auf die kriegsgeologische Aufnahme Goebel's (Ber. in der Sächs. Akad. d Wiss. 1919).

[2] Hauptarbeit: Stratigraphie und Tektonik des Vilajet Skutari. Jahrb. Geol. R.-A. Wien 1911.

schon wegen des geringen stratigraphischen Umfanges dieses Komplexes, vielmehr glaube ich an ein enges Verhältnis zu den Küstenfalten. Einen Hinweis auf die stratigraphische Verwandtschaft mit „Cukali" scheinen mir jedoch die „Krastakalke" zu bilden, welche ich glaube mit den eocänen Plattenkalken von „Cukali" identifizieren zu können.

Die Frage Nopcsa's nach dem Schicksal der dalmatinisch-montenegrinischen Küstenketten (l. c. p. 279) glaube ich dahin beantworten zu können, daß sie weder bei Skutari unter die Adria verschwinden, noch daß sie hier gänzlich aufhören, sondern daß sie südlich des Einbruchsfeldes von Skutari in den Bergen südlich Alessio und der Kalkkette von Kruja (wie dies schon Vetters ausgesprochen hat [1]) ihre Fortsetzung finden und erst bei Elbasan durch die von Ost vordrückende Serpentinzone überwältigt werden [2].

Vielleicht liegt in der Senkungsregion von Elbasan ein Analogon zu jenem von Skutari vor und stehen beide in ursächlichem Zusammenhang mit dem hier wie dort festgestellten starken Vorspringen der Serpentinzone.

Über den Zusammenhang der „Merdita" mit der Serpentinzone Novi Pazars und Bosniens ist außer von Nopcsa jüngst auch von Kossmat (l. c.) geschrieben worden, so daß es mir überflüssig erscheint, auf diesen Gegenstand einzugehen.

Dagegen wollen wir trachten, nun noch Zusammenhang gegen Süden zu gewinnen.

Hier verdanken wir vor allem Renz die Klärung der großen Züge in der Tektonik Griechenlands [3]. Renz unterscheidet in Griechenland fünf Gebirgzonen mit der Geltung höherer tektonischer Einheiten:

1. Die adriatisch-ionische Zone.
2. Die Olonos-Pindoszone.
3. Die osthellenische Zone.
4. Die zentralpeloponnesische Zone.
5. Die Zentralmassive.

Zum Vergleich mit den mittelalbanischen kommen nur die drei ersten in Betracht.

Zunächst ist es vollständig klar, daß die niederalbanischen Faltenzüge die Fortsetzung der adriatisch-ionischen Zone bilden und nichts anderes als deren Nordende darstellen, in welchem sich das allmähliche Auftauchen der

---

[1] „Beiträge zur Geologie des nördlichen Albanien." Denkschr. Ak d. Wiss. Wien 1906.

[2] Der Bau der Kalkkette von Kruja ähnelt ganz außerordentlich an jenen der „resistenten Kämme" bei Alessio.

[3] „Über den Gebirgsbau Griechenlands" (Mon.-Ber. D. Geol. Ges. 1912) und zahlreiche andere Veröffentlichungen.

ionischen Faltenketten aus der adriatischen Geosynklinale vollzieht. Wir sehen im südlichen Albanien direkt, wie die Faltenzüge der Malakastra zu den epirotischen Gebirgsketten emporwachsen. Auch die faziellen Verhältnisse stimmen völlig überein (Identität der basalen Kalke der Malakastra mit den „Paxoskalken“ Renz'), nur mit dem Unterschied natürlich, daß im Epirus, wo die Faltung viel weiter vorgeschritten ist, viel ältere Schichten hervorkommen und daher der stratigraphische Umfang nach unten zu ein viel bedeutenderer ist. Auch tektonisch ist die Übereinstimmung eine außerordentliche; es herrschen auch dort verhältnismäßig regelmäßige autochthone Faltenzüge mit Neigung zu Überkippung und Überschiebungen nach Westen[1].

Bedeutend schwieriger ist es, den Anschluß der inneralbanischen Gebirge nach Süden zu finden; hier klafft noch immer am mittleren Devoli und südlich des großen Durchbruchtales dieses Flusses eine merkliche Lücke[2]. Am naheliegendsten wäre es wohl, die inneralbanischen Gebirge Mittelalbaniens mit der Olonos-Pindoszone zu verknüpfen, die in der streichenden Fortsetzung zu liegen scheint und wo gleichfalls die Schiefer-Hornstein-Formation mit Serpentingesteinen eine mächtige Entwicklung erreicht. Auch im tektonischen Typus scheint Übereinstimmung zu bestehen, denn schon Philippson hat im Pindos Schuppenbau festgestellt[3] und Renz (l. c. u. a. O.) spricht sogar von Deckenbau. Renz vermutet jedoch auf Grund stratigraphischer Merkmale in der Olonos-Pindoszone ein Wiederaufleben des süddalmatinischen Gebirgstypus[4]. Wir müßten dann die Fortsetzung der inner-mittelalbanischen Gebirge weiter gegen Osten suchen, wo tatsächlich auch von Hilber[5] überall Serpentingebirge in mächtiger Entwicklung angetroffen wurde. Dies würde dann zu der osthellenischen Zone von Renz hinüberleiten. Im Eruptivgesteinscharakter und der sonstigen Entwicklung der Schiefer-Hornstein-Formation scheint tatsächlich (z B. im Othrys-Gebirge) viel Verwandtschaft zu bestehen Zudem ist Renz in den dieser Zone angehörigen mittelgriechischen Gebirgen zu genau derselben stratigraphischen Einreihung der Schiefer-Hornstein-Formation mit den Serpentinen gelangt wie jüngst Kossmat weit im

---

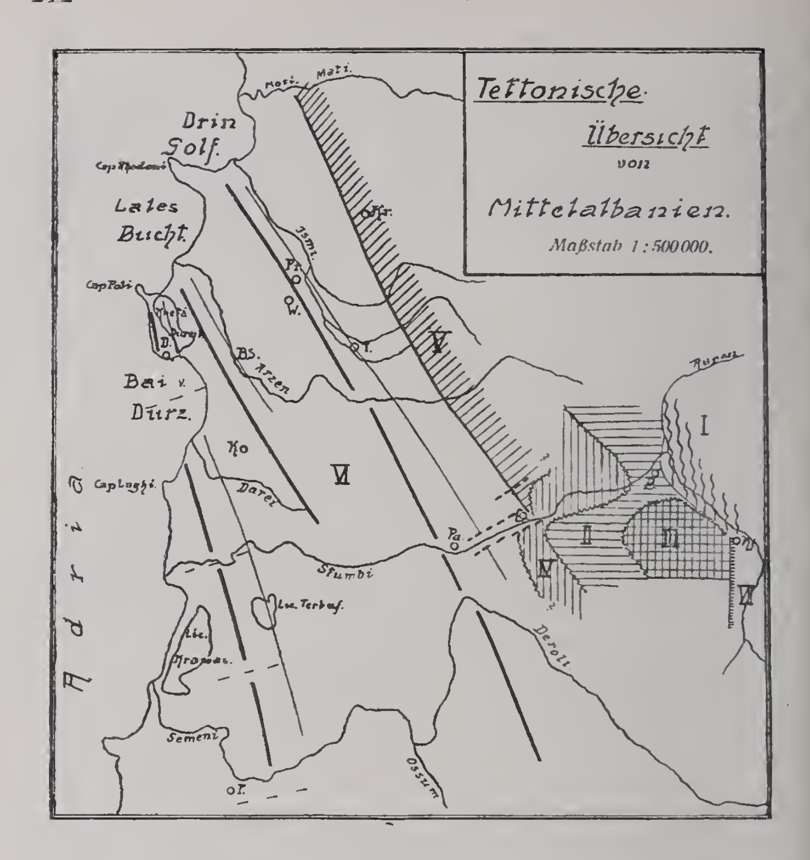
[1] Niculescu fand im Vojusatal bei Tepeleni auch noch Mediterranbildungen von Flysch und Nummulitenkalk überschoben (Bull. de l'Acad. Roumaine. Bucarest 1915).

[2] Nach mir zugekommenen Berichten von Mappeuren und mitgebrachten Gesteinsproben sind auch im mittleren Devoligebiet Serpentine sowie andere „Grünsteine“ sehr verbreitet.

[3] Thessalien und Epirus. Reisen und Forschungen in Griechenland. Zeitschr. Ges. f. Erdk. Berlin 1895/97.

[4] Sollte man vielleicht an einen Zusammenhang mit „Cukali“ denken?

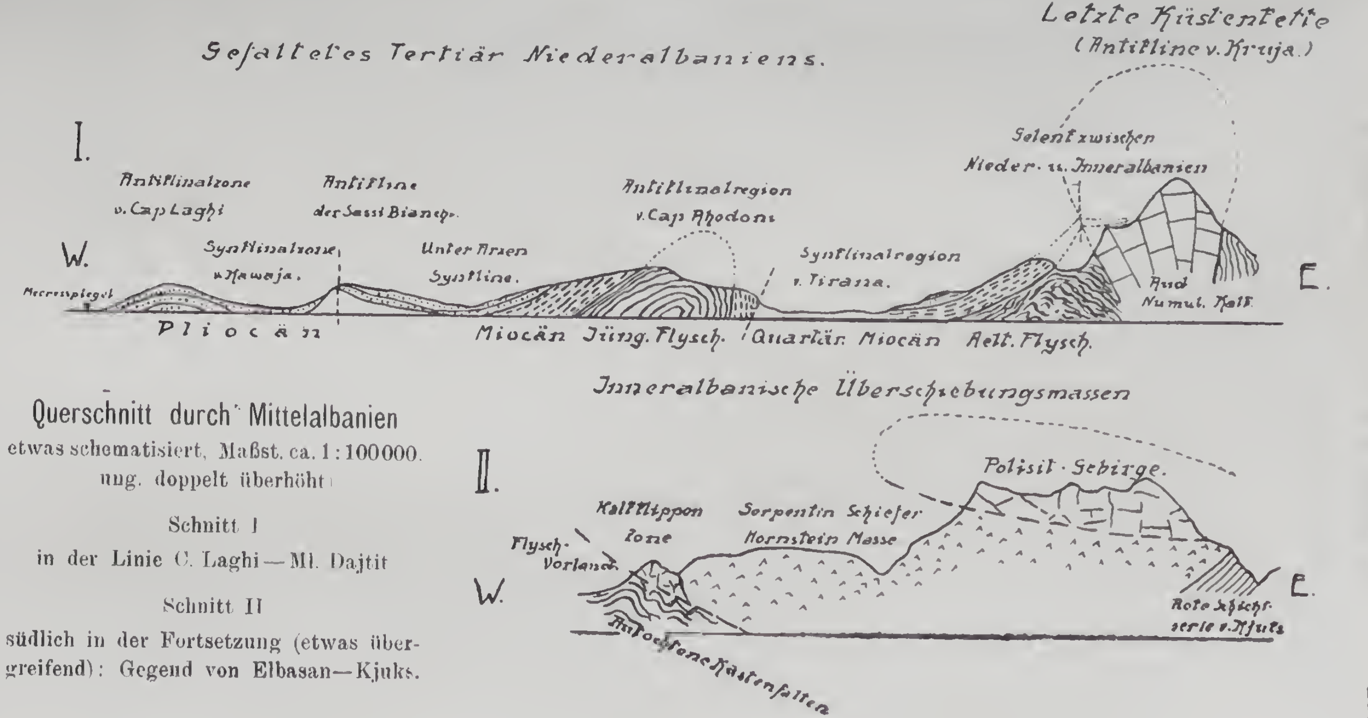
[5] Berichte über seine Reisen in Mazedonien und Griechenland in den Sitz.-Ber. der Ak. d. Wiss. Wien 1894.



Erklärung:

I. = Rote Schichtserie (Permotrias?) von Kjuks.
II. = Polisit-Kreide.
III. = Serpentin-Schiefer-Hornsteinzone.
IV. = Flyschvorland mit Krastakalken (= „Cukali" Nopcsa?).
V. = Kalkantikline von Kruja (letzte Küstenkette).
VI. = Tertiäres Faltenland Niederalbaniens.
VII. = Oberes Skumbi-Becken.

Ungef. Scheitellinien von Antiklinalzonen in Niederalbanien.
Synklinalachsen daselbst.
Quermulden.
Querstörungszone von Elbasan.
Überschiebungslinien.
Senkungsbrüche.



Querschnitt durch Mittelalbanien
etwas schematisiert, Maßst. ca. 1:100000.
ung. doppelt überhöht

Schnitt I
in der Linie C. Laghi — Mt. Dajtit

Schnitt II
südlich in der Fortsetzung (etwas übergreifend): Gegend von Elbasan—Kjuks.

Norden (vgl. frühere Anmerkung)[1]. Renz ist schon zuvor („Über den Gebirgsbau Griechenlands") die Übereinstimmung mit Nordalbanien aufgefallen, so daß er an eine Fortsetzung des nordalbanischen Gebirgstypus in den mittelgriechischen Gebirgen denkt.

Zusammenfassung. — Niederalbanien ist ein junges, wahrscheinlich noch heute tektonisch aktives, aus Tertiär bis in die jüngsten Stufen aufgebautes Faltenland, das aus der Adria aufsteigt und gegen Süden zu den epirotischen Ketten emporwächst. Es entspricht dem in Auffaltung begriffenen Geosynklinalboden zwischen den dalmatinisch-montenegrinischen Küstenketten einerseits und den im akrokeraunischen Vorgebirge zur Adria abbrechenden äußersten ionischen Gebirgsketten andererseits. — Den Bauplan beherrschen lange, gegen das Innere zu stark asymmetrisch werdende Faltenzüge, welche mit streichender Bruchbildung Hand in Hand gehen; Überkippung und Unterdrückung von einzelnen Faltenelementen scheinen den Beginn von Schuppenbildung einzuleiten (Westrand der Ischmi-Ebene). — Bei Elbasan reicht eine von Inneralbanien ausstrahlende Querstörungszone nach Niederalbanien hinein.

Inneralbanien steigt, sich aufwölbend, als starre Scholle empor. Nördlich des Skumbi ist es gelenkig mit Niederalbanien verbunden. Hier bildet die Kalkkette von Kruja den letzten Ausläufer der autochthonen Küstenfalten. — Südlich des Skumbi drückt Inneralbanien längs der Elbasaner Querstörung in zwei großen, schuppenartig übereinandergelegten Schubmassen: Der Serpentin-Schiefer-Hornsteinmasse und der Kreidetafel des Polisit-Plateaus gegen das Vorland und hat die Küstenketten überwältigt.

Auf die Zone der Übereinanderschiebung in Inneralbanien folgt nach Osten gegen Mazedonien eine Zone der Auflockerung, bezeichnet durch den Einbruch des oberen Skumbibeckens und der dessaretischen Seen.

Leoben am 1. August 1920.

---

[1] „Geol. Studien in den mittelgriechischen Hochgebirgen". N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XLIII.

Über die Schale von *Spirula* und ihren Verwandten.

Von **H. Prell** in Tübingen.

Mit 5 Textfiguren.

(Schluß.)

Das Bestreben, eine Schale einzurollen, pflegt sich dann geltend zu machen, wenn eine gestreckte Schale durch ihre Größe hinderlich zu werden beginnt. Begegnet man also einer spiralig eingerollten Schale, so kann man mit einiger Wahrscheinlichkeit darauf schließen, daß sie von einer ursprünglich geraden abzuleiten ist. Durch die Einrollung der Schale wird der ursprünglich zu lang gestreckte Körper erheblich verkürzt. Die Neigung, durch eine Verkürzung des Körpers sich an besondere Lebensverhältnisse anzupassen[1], ist nun auch von rezenten Cephalopoden bekannt. Sie pflegt mit einer Reduktion der Flossen parallel zu gehen (Abel 1916), und tritt daher besonders ausgeprägt einerseits bei planktonisch lebenden Formen *(Cranchia)*, andererseits bei benthonisch lebenden *(Sepiola)* auf, bei denen jeweils die aktive Schwimmfähigkeit stark herabgesetzt ist. Diese Herabsetzung der Schwimmfähigkeit ist aber kein unbedingt mit der Verkürzung des Körpers verknüpftes Merkmal. Es können vielmehr derartige verkürzte Formen gerade durch ihre geringere Länge auch eine gewisse Überlegenheit im Schwimmen über die gestreckten Formen erreichen, da sie diesen gegenüber den Vorzug größerer Beweglichkeit besitzen. Während die durch ihre gerade Schale versteiften, mehr oder weniger stabförmigen Arten schwieriger ihre Bewegungsrichtung ändern können, ist es den kürzer gebauten Formen leichter möglich, in beliebiger Richtung auszuweichen. Gerade für räuberisch lebende Tiere kann das eine gewisse Bedeutung gewinnen, und daß eine derartig große Beweglichkeit bei *Spirula* tatsächlich vorliege, ist bereits als Grund dafür angegeben worden, daß es nur so selten gelingt, das lebende Tier zu erbeuten. Wenigstens vermutet Chun angesichts des massenhaften Vorkommens von *Spirula*-Schalen einerseits und der Seltenheit mit Weichkörper erhaltener Individuen von *Spirula* anderseits, „daß *Spirula* in großen Tiefen ziemlich häufig ist, aber als geschickter Schwimmer sich unseren Netzen entzieht“ (Chun, 1910, p. 187). Wie dem auch sei, so viel ist jedenfalls sicher, daß die Verkürzung des Körpers eine Reaktion auf biologische Bedingungen ist, und daß das Auftreten von einer Schaleneinrollung dabei nur einen Spezialfall darstellt, der auch in anderen Gruppen gelegentlich vorkommt

[1] Von einer Erörterung der Frage, ob die morphologische Wandlung oder die Änderung der Lebensweise als primär anzusehen ist, darf an dieser Stelle abgesehen werden.

(Nautiliden)[1]. Man geht also nicht fehl, wenn man auch für *Spirulirostra* Ausgangsformen annimmt, bei welchen die Schale noch gerade ist und die Krümmungstendenz noch fehlt oder als orimentäre Bildung im Sinne Abel's gerade erst aufzutreten beginnt.

Diese Überlegungen lassen es wünschenswert erscheinen, nunmehr auch den Rostrenbildungen bei denjenigen Cephalopoden einiges Interesse zu schenken, bei welchen die Hauptschale gerade oder nahezu gerade ist. Es sind also Vertreter jener formenreichen und doch äußerlich scheinbar so einheitlichen Gruppe, welche in der alten Gattung *Belemnites* zusammengefaßt werden, in den Kreis der Betrachtung zu ziehen.

Auch hier sei eine hypothetische Ontogenese der Schale und ihrer Deckschale als Hilfsmittel für das Verständnis beider Bildungen herangezogen. Als Beispiel möge dabei eine beliebige Art vom conirostren Typus (Abel 1916) dienen.

Den Ausgangspunkt bildet wiederum die jüngste Entwicklungsstufe, bei welcher das Gehäuse nur aus der kugelförmigen Embryonalschale bestand, und für welche etwa das gleiche gelten dürfte, was bei *Spirula* erwähnt wurde. Auch diese Jugendform von *Belemnites* mag noch eine ursprünglich extern liegende Schale besessen haben; jedenfalls liegt aber kein Grund vor gegen die Annahme, daß bei Anlage der ersten Wohnkammer die Schale bereits vollständig zur Binnenschale geworden sei. Durch die Abscheidung einer kragenartig vom Rande der Embryonalschale emporsteigenden Konothek wurde allmählich das Gehäuse erweitert. Und nachdem der Kragen sich zu einem etwas längeren Kegelmantel ausgewachsen hatte, begann die Ausbildung von Septen. Daß der Kegelmantel nicht, wie bei *Spirula*, vorne gleichmäßig abgeschnitten war, sondern dorsal wohl zu einem längeren Proostrakum vorgezogen war, hat für das weitere nur nebensächliches Interesse; einen gewissen Übergang dazu kann man schon bei *Spirulirostra* beobachten, deren Schale ebenfalls in ein allerdings kürzeres Proostrakum ausgezogen zu sein scheint.

Die Abscheidung einer Deckschale fand auch bei *Belemnites*, wie bei *Spirulirostra*, zunächst nicht statt. Erst nachdem die Konothek bereits eine gewisse Länge erreicht hatte, und nachdem vermutlich innerhalb derselben schon eine Anzahl von Kammern gebildet war, begann die Ablagerung sekundärer Schalenschichten. Die Anlage eines solchen Rostrums kann unmöglich noch in die Zeit der Embryonalentwicklung verlegt werden, zumal dann, wenn es nicht nur die Anfangskammer, sondern auch noch den unteren Teil der Konothek umschloß, an welcher es bis zur Höhe mehrerer

[1] Unter den aus verklebten Fremdkörpern gebildeten Gehäusen der Phryganidenlarven und Psychidenraupen kommen ebenfalls neben geraden auch eingerollte Formen vor

Luftkammern hinaufgriff. Aus diesem Grunde ist es nicht zweckmäßig, hier von einem Embryonalrostrum (Abel 1916) zu sprechen, sondern es empfiehlt sich, dafür die Bezeichnung Anfangsrostrum zu wählen. Indem sich die weiteren Schichten der Deckschale auf das Anfangsrostrum ablagerten, und außerdem einen jeweils größer werdenden Teil der Konothek mit einhüllten, kam es allmählich zur Ausbildung des schlanken und geraden „Donnerkeiles“ [1].

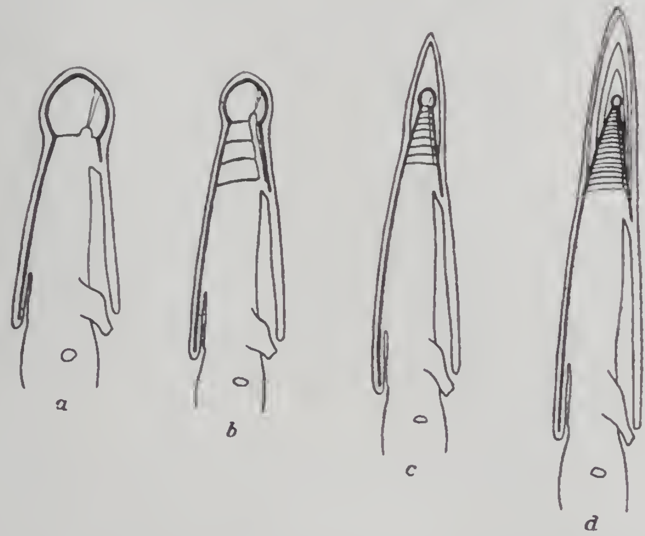


Fig. 4. Rekonstruktion der Ontogenese eines Belemniten (Der Weichkörper ist verhältnismäßig zu klein dargestellt.)

a) Erste Wohnkammer gebildet.
b) Drei Luftkammern gebildet, ohne Deckschale.
c) Acht Luftkammern gebildet, Anfangsrostrum abgesondert.
d) Achtzehn Luftkammern gebildet, Rostrum entwickelt.

Dies Verhalten entspricht vollkommen demjenigen, welches sich früher bei *Spirulirostra* als wahrscheinlich herausgestellt hatte, und unterscheidet sich davon nur in einer Hinsicht. Die aus physiologischen Gründen stets am aboralen Körperpole abgelagerte

[1] Die Genese des Rostrums durch Auflagerung neuer Schalensubstanz macht es selbstverständlich, daß es während seines Wachstums stets im Schalensack des Mantels gelegen sein muß. Das Vorkommen von Rostren, welche nach Art etwa eines Pfluges dem Belemniten zum Graben dienten, erscheint biologisch kaum verständlich, da die zarte Mantelduplikatur dabei Not gelitten hätte; ein Fehlen der Mantelduplikatur dagegen und gar ein Abschleifen des Rostrums im Gebrauche (Abel) dürfte völlig ausgeschlossen sein.

Deckschale umhüllt bei *Belemnites* die Anfangskammer des nahezu geraden Phragmokones, während sie bei *Spirulirostra* wegen der schon vor Beginn der Rostrenbildung erfolgten Abbiegung des Phragmokones diesem nicht apikal, sondern seitlich aufliegt. Es ist der Versuch gemacht worden, aus dieser verschiedenen Lage der Deckschalen einen tiefgreifenden, morphologischen Unterschied beider Deckschalen zu erschließen. „Auf keinen Fall können die Rostren der Belemniten einerseits und von *Spirulirostra* anderseits morphologische Äquivalente darstellen, da sie an ganz verschiedenen Stellen des Phragmokones ihren Ursprung nehmen. Hingegen dürfen wir sie z. T. wohl als physiologische Äquivalente betrachten, d. h. sie funktionieren gleichsinnig, sind aber keine homologen, sondern konvergente Bildungen. Mit dieser Feststellung ist es unmöglich geworden, die Gattung *Spirulirostra* von den Belemniten abzuleiten" (Abel p. 158). Diese These kann weiterhin kaum mehr aufrecht erhalten werden, denn das seitliche Ansetzen des Rostrums ist nicht der Ausdruck einer prinzipiellen morphologischen Verschiedenheit, sondern nur die Folge weniger bedeutungsvoller Verhältnisse. Dahin gehört einerseits die beträchtliche Krümmungstendenz von *Spirulirostra*, die den Apex der Schale aus der Längsachse des Tieres zunächst herausschob, und anderseits das gegenüber den Belemniten erheblich größere Längenwachstum der Schale, welches weiterhin die Anfangskammer ganz aus dem Bereich des Anfangsrostrums entfernt.

Als vermittelnde Typen zwischen den Belemniten mit ziemlich geraden Phragmokon und *Spirulirostra* mit ihrem gemshornartigen Phragmokon können noch die Belemniten mit schwach gebogenen Phragmokon dienen. Bei den geraden Belemniten lagern sich die einzelnen Schichten der Deckschale konzentrisch übereinander ab, so daß die Achsen der aufeinanderfolgenden Kegelmäntel zusammenfallen und ihre Spitzen im medianen Sagittalschnitte eine nahezu gerade Apikallinie bilden. Nun ist es aus bewegungsphysiologischen Gründen nötig, daß die Spitze des Rostrums jeweils möglichst in der Körperachse gelegen ist. Diese Bedingung ist bei den Formen mit geradem Phragmokon ganz von selber erfüllt. Bei Formen mit gebogenen Phragmokon würde aber, wenn die Deckschale ebenfalls konzentrisch abgelagert würde, die Spitze des Rostrums aus der Körperachse herausgedrängt werden. Um das zu vermeiden, müssen in dem Maße, wie sich die Anfangskammer aus der Körperachse in der einen Richtung herausschiebt, die Spitzen der nachfolgenden Deckschalenschichten in entgegengesetztem Sinne aus ihrer ursprünglichen Richtung heraustreten. Bei *Spirulirostra* fiel das trotz des anfänglich stark gebogenen Phragmokones nicht so auf, weil das Anfangsrostrum den Phragmokon apikal nicht ganz umhüllt, sondern ihm nur seitlich aufsitzt, ohne zunächst die Anfangskammer mit einzuschließen. Nichtsdestoweniger ist die dorsal-

wärtige Krümmung der Apikallinie unverkennbar (d'Orbigny 1855). Wesentlich deutlicher kommt dieses Verhalten bei den Belemniten mit gebogenem Phragmokon zum Ausdruck, bei welchen die Achse der Hauptschale sich ventralwärts einkrümmt, während die Achse der Deckschale dorsalwärts zurückweicht. Der Hauptunterschied zwischen einem derartigen Belemniten, etwa aus der Verwandtschaft des *B. Zieteni* Wern., und einer *Spirulirostra* ist nur der, daß bei der Spirulirostrenschale mit ihrem schlanken und rascher in die

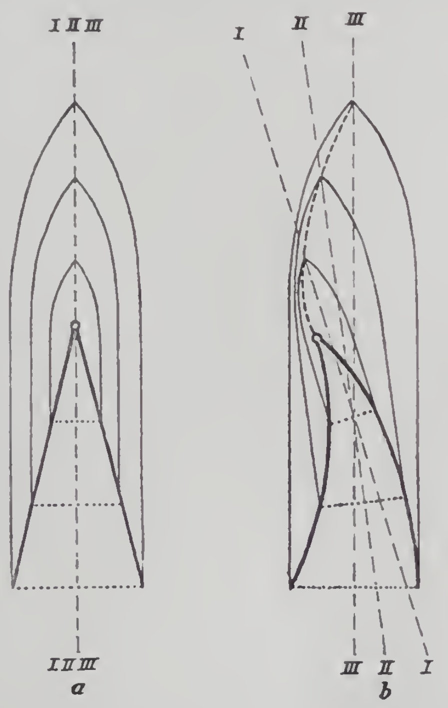


Fig. 5. Schema der Ontogenese von Belemnitenrostren.
a) Schema eines symmetrischen Rostrums mit geradem Phragmokon.
b) Schema eines asymmetrischen Rostrums mit gebogenem Phragmokon
I, II, III Körperachse bei drei verschiedenen Stadien der Rostrenentwicklung

Länge wachsenden Phragmokone durch die Krümmung von Phragmokon und Rostrum eine bei seitlicher Ansicht auch äußerlich unverkennbare Asymmetrie zustande kommt. Bei dem Belemniten dagegen mit seinem im Verhältnis zu Dickenzunahme schwächeren Längenwachstum des Phragmokones wird durch die umhüllende Deckschale diese Asymmetrie verborgen. Erst durch die Bloßlegung des Innern läßt sich nachweisen, daß die äußere Symmetrie keineswegs das Abbild einer direkten, symmetrischen Genese ist,

sondern nur die Frucht der ausgleichenden Wirkung zweier sich entgegengesetzter Abweichungen von derselben.

Daß die Verschiedenheit im Bau der Hauptschale, die bei *Spirula* und *Spirulirostra* ausgesprochen schlank, langkegelförmig und hochkammerig, bei den Belemniten dick, kurzkegelförmig und niedrigkammerig ist, mit der Lage des Weichkörpers im Verhältnis zur Schale zusammenhängt, unterliegt wohl keinem Zweifel. Und vielleicht ist das Vorkommen eines Schalenschlitzes bei manchen Belemnoideen ein Anzeichen dafür, daß schon hier das ventrale Herunterrücken des Eingeweidesacks und damit seine Verschiebung aus der Wohnkammer heraus angebahnt ist.

So hat der Vergleich verschiedener rezenter und fossiler Cephalopoden mit gekammerten Innenschalen nach dem Gesagten deutlich eine Stufenfolge in der Ausbildung von Haupt- und Deckschale erkennen lassen, welche es gestattet, den Schalenaufbau bei den betreffenden Arten aufeinander zurückzuführen. Und zwar sind es stets fortschrittliche Charaktere, Körperverkürzung und Schaleneinrollung, sowie Ersatz des Rostrums durch ein Leuchtorgan, gewesen, durch welche sich die geologisch jüngeren Formen von den älteren unterschieden. Danach ist es also möglich, die von Abel aufgestellte Theorie von der grundsätzlichen Verschiedenheit zwischen *Spirula*, *Spirulirostra* und den Belemniten wieder zu verlassen und zu der alten Anschauung, welche einen Zusammenhang dieser Cephalopodentypen annahm, zurückzukehren.

Trotz dieser Anknüpfung an die älteren und nahezu allgemein üblichen Ansichten entfernt sich die vorliegende Fassung der Ableitung von *Spirula* dadurch von denselben, daß sie *Spirula* nicht als einen gleichsam degenerierten Nachkommen der Belemniten betrachtet. Eine derartige Bewertung hat schon wiederholt zu Bedenken Anlaß gegeben. „Es erscheint zweifelhaft, ob *Spirula* einen Ausläufer des Belemnitenstammes darstellt, mit dem sie durch Formen wie *Spirulirostra* verbunden wäre Die Lage des Sipho sowie die Orientierung der Schale zum Körper scheint dafür zu sprechen. Die Beschaffenheit der Schale mit ihrer wohlerhaltenen Kammerung und dem Sipho macht es jedoch nicht sehr wahrscheinlich, daß sie einen Rückbildungsprozeß durchmachte, welcher zum gänzlichen Verlust des Rostrums führte.“ Diese Überlegung führte zu dem Schlusse, man müsse „jedenfalls daran denken, ob nicht *Spirula* sich bereits vor dem Erwerb eines Rostrums vom Dekapodenstamm abgetrennt haben könne“ (Korschelt und Heider 1893, p. 1140). Schaltet man den Begriff der Rückbildung im Gegensatz dazu aus und sieht in *Spirula* vielmehr einen an nektopelagisches Leben in der Tiefsee angepaßten hochspezialisierten Typus, so fallen diese Bedenken von selbst weg, und man kann wieder die Verknüpfung von *Spirula* mit dem Stamme der Belemnoideen ins Auge fassen.

Dabei bedarf es kaum einer besonderen Betonung, daß die als Beispiele herangezogenen Arten nicht als Angehörige eines einheitlichen Phylums angesehen werden sollen, wie denn eine phyletische Spekulation in keiner Weise beabsichtigt ist. Es sollte vielmehr ausschließlich der Versuch gemacht werden, aus dem morphologischen Verhalten einer rezenten Form, wie *Spirula*, fossile Formen, wie *Spirulirostra* und gewisse Belemniten, zu verstehen. Zugleich mußte aber der Versuch gemacht werden, für die Zwischenstufen, welche bei der morphologischen Ableitung der Extreme gefordert werden müssen, Beispiele unter dem tatsächlich bekannten Materiale zu finden, ganz gleichgültig ob dieselben der gleichen Stammesreihe oder verschiedenen Reihen angehören. So stellt die Reihe nur eine Folge von Stufenmerkmalen dar, welche zwanglos voneinander abgeleitet werden können, ohne daß ihnen unmittelbar phyletische Bedeutung beizumessen wäre. Wohl spricht eine gewisse Wahrscheinlichkeit dafür, daß zwischen den beiden letzten Gliedern der Kette, zwischen *Spirula* und *Spirulirostra*, nähere Beziehungen bestehen. Welches aber unter der Fülle der Belemniten die wirklichen Ahnen dieser beiden Arten gewesen sein konnten, dürfte gegenwärtig noch nicht zu erschließen sein, und die Schwierigkeiten, welche sich in der Richtung schon allein in bezug auf die Dimensionen der Luftkammern und hinsichtlich der Bewaffnung der Arme[1] erheben, sollen keineswegs verkannt werden. Wichtig erscheint nur der Hinweis darauf, daß dann, wenn sich tatsächlich genetische Zusammenhänge zwischen *Spirula* und den Belemniten ermitteln lassen, die Belemniten nicht mehr als eine Sondergruppe angesehen werden dürfen, sondern sie sich, wie *Spirula*, unter den dekapoden Dibranchiaten einfügen.

Zitierte Literatur.

Abel, O.: Paläobiologie der Cephalopoden aus der Gruppe der Dibranchiaten Jena 1916.

Branco, W.: Beiträge zur Entwickelungsgeschichte der fossilen Cephalopoden. Theil II. Palaeontogr. Bd. 27 (III. F. Bd. 3). 1880/81. p. 12—81

[1] Die in neuerer Zeit von Abel (1916) angenommene Verschiedenheit in der Armzahl zwischen *Spirula* mit 10 und den Belemniten mit 6 Armen, die naturgemäß sehr hoch zu bewerten wäre, möge zunächst außer Berücksichtigung bleiben, da die hierfür bestimmende Auslegung der rein sachlichen Angaben von Crick (1907) noch keineswegs über jeden Zweifel hinsichtlich ihrer Richtigkeit erhaben zu sein scheint. Einen Beweis dafür, daß die „six uncinated arms", von denen Crick spricht, den gesamten Armkranz ausmachen, und daß nicht, wie bei manchen rezenten Cephalopoden, neben bewehrten auch unbewehrte Arme vorkommen, hat Abel jedenfalls noch nicht erbracht. So erscheint das Vorhandensein von Beziehungen der Belemniten zu der 10-armigen *Belemnoteuthis* einerseits und zu den rezenten Dekapoden anderseits keineswegs ausgeschlossen.

Chun, C.: *Spirula australis* Lam. Ber. Verh. kgl. Sächs. Ges. Wiss. Math.-phys. Klasse. Bd. 62. 1910. p. 171—188.

— Cephalopoda. Rep. Scient. Research. „Michael Sars" North Atlant. Deep Sea Exped. Zoology. Vol. 3. p. 1. 1914.

— Die Cephalopoden. II. Teil: Myopsida, Octopoda. Wissensch. Ergebn. d. Deutsch. Tiefsee-Exped. auf d. Dampfer „Valdivia" 1898—1899. Bd. XVIII, 2. 1915. p. 413—476.

Huxley, Thos. H. and P. Pelseneer: Report on the Specimen of the Genus *Spirula* collected by H. M. S. Challenger. Rep. on the Sci. Res. of the Voy. of H. M. S. Challenger etc. A Summary of the scientific. results. Appendix (Zoology. Pt. 83) 1895. p. 1—32.

Joubin, L.: Sur une jeune Spirule. Compt. Rend. hebd. des séanc. de l'Acad. des Sci. T. 150. Paris. 1910. p. 414—415.

Korschelt, E. und K. Heider: Lehrbuch der vergleichenden Entwicklungsgeschichte der wirbellosen Tiere. Spezieller Teil. 3. Heft. Jena 1893.

Lönnberg, E.: Notes on *Spirula reticulata* Owen and its phylogeny. Zoologiska Studier, Festskrift Wilh. Lilljeborg tillegnad. Upsala, 1896. p. 99—119.

Naef, A.: Cephalopoda. Handwörterb. d. Naturwiss. Bd. II. 1912. p. 245—264.

— Studien zur generellen Morphologie der Mollusken. 2. Teil. Anhang: Zur Anatomie und Entwicklung von *Spirula australis* Lam. Ergebn. u. Fortschr. d. Zool. Bd. III. 1913. p. 454—462.

d'Orbigny, A.: Mollusques vivants et fossiles. 2°. La monographie complète des Céphalopodes acétabulifères. Paris 1855.

Roissy, F. de: Histoire Naturelle générale et particulière des Mollusques, animaux sans vertèbres et à sang blanc. Ouvrage faisant suite aux Oeuvres de Leclerc de Buffon etc. T. 5e, Paris au XIII (1805). p. 9—15.

Besprechungen.

E. Geinitz: Das Diluvium Deutschlands. 206 p. Gr. 8°. Mit 3 Taf. Stuttgart, Schweizerbart. 1920.

Verf. bezeichnet das der Universität Rostock zu ihrer 500jährigen Jubelfeier gewidmete Buch teils als eine neue Auflage seines „Quartärs" (in Frech's Lethaea) und seiner „Eiszeit", teils als Ergänzung zu Wahnschaffe's „Ursachen der Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes". Es bietet eine solche Ergänzung in der Tat nach zwei Richtungen, einmal in der Verarbeitung der Literatur der letzten 12 Jahre, aus denen eine Neuauflage von Wahnschaffe fehlt, dann auch als ein Gegenbild aus monoglazialistischer Feder. Aber auch insofern ergänzt es Wahnschaffe, als es die außerglazialen Vorgänge mehr berücksichtigt als jener.

Bekanntlich vertritt Verf. die Ansicht, daß das Diluvium nicht eine Zeit mehrfacher Wärmeschwankungen gewesen sei, sondern daß nur tektonische Veränderungen eine Vermehrung des Schneefalls gegenüber dem Regen und damit eine Ausdehnung der Gletscher hervorgerufen hätten, eine Abkühlung aber nur mittelbar durch die Eisnähe eingetreten wäre. War das Klima der gesamten Eiszeit ein gemäßigtes, dann verlieren die zwischen die Gletscherbildungen eingeschalteten Moorbildungen, See- und Meeresablagerungen mit Tieren und Pflanzen der gemäßigten Zone ihre Beweiskraft für das Auftreten besonderer warmer Interglazialzeiten und mögen durch untergeordnetere Schwankungen des Eisrandes erklärbar werden. Auch diese „monoglazialistische“ Auffassung kann in dem vorliegenden Buche eine Jubiläumsgabe sehen; denn es erschien 25 Jahre nach der Arbeit von Holst, die an der Mehrheit der Kälteperioden rüttelte. Es berührt wohltuend, daß Geinitz trotz der Kampfstellung seiner Ansicht alles Polemische vermieden hat und bekennt: „Unsere Kenntnis vom Diluvium ist durchaus noch nicht abgeschlossen.“

Sehr reich ist die verwertete Literatur. Sie wird das Buch auch dem Gegner zu einem wertvollen Nachschlagewerk machen. Wünschenswert wäre aus diesem Grunde ein Sach- und Namensregister gewesen, das leider ganz fehlt. Gelegentlich beeinträchtigt die Menge der angeführten Ansichten geradezu die Klarheit des Gedankenganges, zumal die buchhändlerisch durch die Zeitumstände gebotene Kürze des Buches den Verf. stark beengt hat. So ist das ganze Alpenvorland auf zwei Seiten abgehandelt, und die für den Streit um die Interglazialzeiten so wichtige Verwitterungsfrage wird kurz mit Deecke's sehr angreifbarer Behauptung abgelehnt, daß die Verwitterungsfrage ein Grundwasserproblem sei, kein Alterskriterium (auch keine Klimafrage?).

Die Anordnung des Inhalts ist folgende: Nach einem ersten Abschnitt (6 Seiten), der die Auffassung der Eiszeit als Folge tektonischer Vorgänge ausspricht und für Tier- und Pflanzenwelt einen Auszug aus dem „Quartär“ gibt, folgen im 2. und 3. Abschnitt die diluvialen Bodenarten und Bodenformen innerhalb (87 Seiten) und außerhalb (25 Seiten) des Gebietes der nordischen Vereisung. Der 4. Abschnitt (69 Seiten) enthält die Gliederung des Diluviums. Nach Besprechung verschiedener polyglazialistischer Einteilungen, die eigentlich keine rechte Widerlegung erfahren, gibt Geinitz seine Gliederung (p. 140, im folgenden ergänzt durch p. 38):

IV. Alluvial: Ancylus- und Litorinazeit u. a.
III. Postglazial: Beginn der Yoldiazeit.
II. Glazial.
  b) Spätglazial: Zeit des Rückzuges in 11 rhythmischen Staffeln.

β) Posttektonisch.

11. Skagenphase mit Vorstoß und Überschüttung der Skärumhedeserie (im norwegischen Eisstrom).

10.—8. Rügenphase, große und kleine Beltphase mit ausgeprägter Zunge des jüngeren baltischen Eisstroms.

7. Penkuner Phase. Um diese Zeit große tektonische Veränderungen.

α) Prätektonisch.

6. Große baltische Phase längs der balt. Landrücken.

5.—1. Netze-, Mittelposener, Südposener, Lausitzer und Sächsische Phase.

1a. Holländische Phase (Holland und ? Dresden).

a) Altglazial: Zeit des Vorrückens des Eises.

I. Präglazial.

Die dann folgende Einzelbesprechung der fossilführenden Vorkommen ist jedoch etwas anders gegliedert, nämlich: Präglazial (hierzu das Eemien), interstadial (glaziale Schichten mit Fossilien), jungdiluvial (sog. „jüngere Interglazialzeit“), um zu betonen, daß die Verschiedenheit dieser Vorkommen weniger im Alter als in ihrem Abstand vom Eisrand gesucht wird.

Ein fünfter Abschnitt (24 Seiten) bespricht den Menschen im Diluvium Deutschlands, ein Schlußabschnitt (5 Seiten) die Zeitbestimmung der Eiszeit.

Der Abschnitt über den Menschen ist wesentlich referierend. Diese Fragen lassen sich ja auch kaum im Rahmen Deutschlands entscheiden. Aber dasselbe gilt von der monoglazialistischen Frage. Die „Einheitlichkeit“ der Eiszeit wird nicht dadurch hergestellt, daß man innerhalb Deutschlands die Notwendigkeit der Annahme von Interglazialzeiten bezweifelt, sondern dadurch, daß man das untrennbare Gesamtphänomen der Eiszeit auf der ganzen Erde unter gemeinsame Gesichtspunkte bringt. Die Einheitlichkeit in diesem Sinne wird eine viel geringere, wenn man alle Gletscherschwankungen als tektonisch-örtlich begründete Erscheinungen deutet, als wenn man durchgängig eine, heute vielleicht noch nicht sicher bestimmbare, Anzahl von Interglazialzeiten annimmt. Hält man sich im Rahmen Deutschlands, dann muß der Monoglazialist m. E. zeigen, warum hier die Ablehnung von Interglazialzeiten notwendig sein soll. Nach der klaren und eingehenden Darlegung des gegnerischen Beweismaterials durch Gagel in der Geologischen Rundschau 1913 wäre ein solcher Nachweis von monoglazialistischer Seite unumgänglich gewesen. Statt dessen beschränkt sich Geinitz auf die Betonung der Denkbarkeit des Monoglazialismus mit gelegentlicher Beunruhigung einzelner Stellungen des Gegners, eine Verteidigung nach Art eines Rückzugsgefechtes, durch das man den Gegner vielleicht aufhält, aber nicht besiegt. **F. Solger.**

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Mitteilungen aus dem Mineralogischen Institut der Universität Bonn.

36. Bildung und Beständigkeit von Modifikationen polymorpher Körper unterhalb ihrer Umwandlungstemperatur.

Von **R. Brauns**.

Mit 2 Textfiguren.

Schon vor mehreren Jahren (dies. Centralbl. 1902, 7; 1905, 678) hatte ich mitgeteilt, daß in Präparaten, die aus geschmolzenem Schwefel hergestellt waren, der monokline prismatische Schwefel sich jahrelang gehalten habe, ebenso andere Modifikationen, die zu diesem wie zu dem rhombischen Schwefel im Verhältnis der Monotropie stehen. Diese Erfahrungen habe ich seitdem vielfach bestätigt gefunden; schon jahrelang bewahre ich solche, durch Deckgläschen geschützte Präparate auf, ohne daß der Schwefel aus dem metastabilen Zustand in den stabilen übergegangen wäre. Solche unter allen Umständen unbeständige Modifikationen spielen bei der Kristallisation des monoklin-prismatischen Schwefels aus geschmolzenem Schwefel insofern eine Rolle, als sie sich vor diesem ausscheiden, bei höherer Temperatur aber leicht in den prismatischen übergehen und so aus dem teilweise geschmolzenen Präparat dessen weitere Kristallisation veranlassen, während sich dieser direkt aus geschmolzenem Schwefel zwischen Objektträger und Deckglas nur äußerst selten bildet. Nach dem Erstarren ist der prismatische Schwefel sowohl wie der konzentrisch-schalige und der monoklin-radialfaserige in abgetrennten kleinen Bezirken lange haltbar.

Ebenso ist die gelbe Modifikation von Quecksilberjodid (HgJ_2) in metastabilem Zustand lange haltbar. A. van der Veen hat kürzlich eine Mitteilung gemacht (N. Jb. f. Min. etc. 1920.-127-), ich kann dessen Erfahrung bestätigen. Man erhält die Kristalle der gelben, rhombisch kristallisierenden Modifikation leicht, wenn man das Salz zwischen Objektträger und Deckglas sublimieren läßt. Der Umwandlungspunkt für den Übergang der gelben in die rote quadratische Modifikation liegt bei 127,5°, er kann aber für die bei der höheren Temperatur beständige gelbe Modifikation bis

auf Zimmertemperatur überschritten werden, sobald die Kriställchen isoliert liegen; beide stehen im Verhältnis der Enantiotropie. Durch Fällung aus Lösungen entsteht meist die gelbe Modifikation, auch bei Zimmertemperatur. Wenn die gelbe Modifikation in die rote übergeht, bleibt ihre Form erhalten, ausgezeichnete Paramorphosen werden gebildet. Die nebenstehende Photographie gibt ein Bild

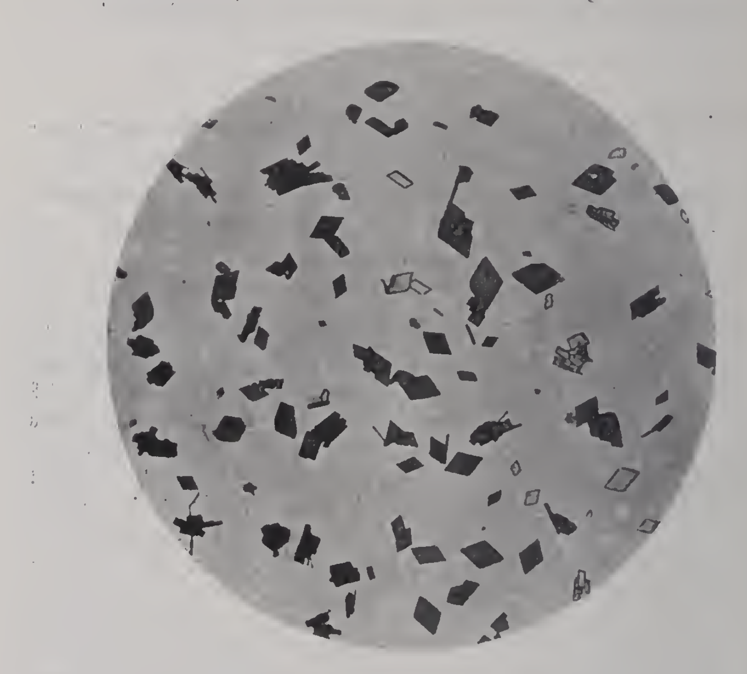


Fig. 1. Durch Sublimation gebildete Kristalle von Quecksilberjodid. Klare Kristalle der gelben rhombischen Modifikation und dunkle, unter Erhaltung der Form in die rote quadratische Modifikation umgewandelte Kristalle. Vergr. 54fach.

davon; die hellen Kristalle sind die unveränderten der gelben rhombischen Modifikation, die dunklen die umgewandelten; nach ihrem Verhalten im pol. Licht bestehen diese meistens aus einzelnen, verschieden orientierten Teilen; bisweilen löschen sie einheitlich parallel einer Kante aus, eine bestimmte Regel scheint nicht zu bestehen.

Besonders lehrreich sind Präparate von Kalisalpeter. Dieser kristallisiert bei gewöhnlicher Temperatur rhombisch, in prismatischen Kristallen, wie Aragonit; oberhalb 129,5⁰ rhomboedrisch wie Kalkspat, beide Modifikationen sind enantiotrop. Die bei der

höheren Temperatur beständige Form bildet sich aber auch sehr leicht unterhalb 129,5°, wenn man die wäßrige Lösung auf einem Objektträger verdunsten läßt; in der Regel bildet sich dabei zuerst die rhomboedrische Modifikation in klaren Kristallen, die auf einer Rhomboederfläche oder auch auf der Basis liegen; danach schießen vom Rande aus die spießigen Kristalle der rhombischen Modifikation



Fig. 2. Kalisalpeter, Kristalle der rhomboedrischen Modifikation frisch (oben) und umgewandelt (unten) und ein prismatischer Kristall der rhombischen Modifikation; an dessen Spitze ein durch die Berührung umgewandelter rhomboedrischer Kristall. Präparat hergestellt 20 X. 1893, photographiert 12. XII. 1918. Bei gekreuzten Nicols aufgenommen. Vergr. 54fach.

an. In ihrer Nähe befindliche Kristalle der rhomboedrischen Modifikation werden von dieser Seite her aufgelöst, weil sie als metastabil leichter löslich sind; bei Berührung durch einen wachsenden rhombischen Kristall werden sie mit einem Ruck umgewandelt und zerfallen in ein körniges Aggregat, aus dem von allen Seiten nur rhombische Kristalle herauswachsen, solange noch Lösung vorhanden ist (vgl. Brauns, Chemische Mineralogie. p. 166). Nach Verdunstung des Lösungsmittels bleibt der bestehende Zustand erhalten, und wenn das Präparat durch Kanadabalsam und Deckglas geschützt

wird, hat es fast unbegrenzte Dauer. Ein solches Präparat ist in der Figur auf vorhergehender Seite abgebildet; ich habe es im Oktober 1893 dargestellt, und photographiert, nachdem es 25 Jahre alt geworden war ohne sich zu verändern. Seitdem sind wieder über zwei Jahre darüber hingegangen, die geringe Erwärmung während der photographischen Aufnahme hat nichts verändert. Die fleckig erscheinenden Rhomboeder am Rande sind durch den lang prismatischen Kristall umgewandelt worden; ebenso das Rhomboeder an dessen Spitze, das er soeben noch erreicht hatte. Die andern Kristalle sind klare Rhomboeder in metastabilem Zustand; die auf der Basis liegenden heben sich wie etwas hellere Schatten aus dem durch die gekreuzten Nicols dunklen Gesichtsfeld heraus; die Schattierungen der Rhomboeder sind die Folge ihrer in der Mitte immer geringeren Dicke, man wird sie auch im Bilde nicht mit den Flecken der umgewandelten Kristalle verwechseln; sie polarisieren vollkommen einheitlich und löschen nach den Diagonalen aus, während die Kristalle mit drei- oder sechsseitigem Umriß im konv. Licht das scharfe Interferenzbild optisch einachsiger Kristalle geben; opt. Charakter negativ.

Für die Herausbildung der rhomboedrischen Modifikation bei einer weit unter ihrem Umwandlungspunkt liegenden Temperatur (wie für Schwefel, Quecksilberjodid und viele andere polymorphe Körper) gilt die Ostwald'sche Stufenregel[1], welche besagt, daß beim freiwilligen Verlassen eines Zustandes (hier der Lösung), nicht die Form mit der kleinsten freien Energie erreicht wird, sondern die Form, welche unter möglichst geringem Verlust an freier Energie erreicht werden kann.

Wie bekannt hat diese Regel auch für natürliche Vorkommen ihre Bedeutung (Tridymit und Cristobalit z. B. können sich unterhalb der Umwandlungstemperatur Quarz ⟶ Tridymit oder ⟶ Cristobalit bilden). Allgemein können sich bei höherer Temperatur beständige Modifikationen enantiotroper Körper unterhalb ihrer Umwandlungstemperatur bilden; niemals aber bei niederer Temperatur beständige oberhalb ihres Umwandlungspunktes, so wenig wie eine Verbindung oberhalb ihres Schmelzpunktes zu kristallisieren vermag.

Dies möchte ich auch für Boracit geltend machen, der bekanntlich bei regulärer Form doppelbrechend ist, bei 265° aber einfach brechend wird, das beste Beispiel für enantiotrope Umwandlung innerhalb der Form. O. Mügge hat kürzlich noch die Anschauung vertreten (Nachr. Ges. d. Wissensch. Göttingen 1919, 89; Referat im N. Jahrb. f. Min. etc. 1921, 1, -123-), daß der Boracit nur bei Temperaturen über 265° entstanden sein könne und daß man deshalb annehmen müsse, „daß in den Salzlagern örtlich

[1] Studien über die Bildung und Umbildung fester Körper. Ber. d Sächs. Ges. d. Wiss. v. 1. März 1897.

chemische Vorgänge sich abspielten, bei welchen so viel Wärme frei wurde, daß die Temperatur 265° überschritt". Für die Annahme, daß eine solch abnorm hohe Temperatur in Salzlagern geherrscht habe, fehlt aber sonst jeder Beweis, kein Anzeichen spricht dafür. Für die Herausbildung der einen oder andern Modifikation ist immer zu beachten, daß diese außer von Druck und Temperatur von Lösungsgenossen abhängig sein kann, wie dies für Kalkspat und Aragonit besonders bekannt ist; solche mögen auch bei der Bildung von Boracit eine Rolle gespielt haben, sind aber nicht bekannt.

Alle diese Beispiele sind solche, für welche die Ostwald'sche Stufenregel gilt, immer wieder in anderer Erscheinungsform: Aus geschmolzenem Schwefel bilden sich besonders leicht instabile Formen; durch Fällung bei gewöhnlicher Temperatur hergestelltes Quecksilberjodid bildet zuerst die gelbe Modifikation; aus Lösung auskristallisierender Kalisalpeter die rhomboedrische Modifikation. Das gelbe Quecksilberjodid hält sich nur kurze Zeit — nach Stunden bemessen —, der rhomboedrische Kalisalpeter jahrelang. Boracit bildet reguläre Kristalle, die alsbald eine Umlagerung erfahren. Fügen wir noch Zinn hinzu als einen polymorphen Stoff, der seinen Umwandlungspunkt leicht, weit und dauernd nach unten überschreiten kann: wäre es anders, so hätten wir überhaupt kein Gebrauchszinn; andererseits kann Quarz seinen Umwandlungspunkt Quarz ⟶ Tridymit weit überschreiten. Einen Grund für dies verschiedene Verhalten polymorpher enantiotroper Körper kennen wir zurzeit nicht, aber es scheint mir doch richtiger, in einem Fall wie Boracit mit der Ostwald'schen Stufenregel zu rechnen als mit einer paragenetisch ganz abnormen Bildungstemperatur.

Einfache Vorrichtung zur Darstellung von beliebigen Kristallstruktur-Modellen.

Von **K. Spangenberg** in Jena.

Mit 1 Textfigur.

Die Notwendigkeit, die weitgehenden und tiefgreifenden Ergebnisse der theoretischen wie der experimentellen Kristallstrukturforschung im Unterricht leicht zugänglich zu machen, wird wohl allgemein anerkannt. Dabei werden sowohl für Vorlesungen an Hochschulen wie auch, soweit hier angängig, im Unterricht an höheren Lehranstalten zweifellos stets räumliche Modelle die beste und anschaulichste Vorstellung dessen vermitteln, was durch das Wort gelehrt wird. Wie es scheint, wird hiezu in den meisten Fällen für jede besondere Strukturart ein Modell gebaut, dessen

stabiler Grundrahmen mitsamt dem darauf eingebauten Material an Stäben und darauf gereihten Kugeln danach für anderweitige Verwendung nicht mehr oder nur schwer bereit ist. Für jeden weiteren Fall wird daher in der Regel ein neues Modell und neues Material erforderlich.

Nicht immer werden aber die verfügbaren Mittel auch bei den heutigen Materialpreisen zu diesem Verfahren noch ausreichen. Etwas vorteilhafter wären in dieser Hinsicht schon die Modelle, wie sie zuerst von L. Sohncke[1], später von H. L. Bowman[2] und neuerdings von H. P. Whitlock[3] vorgeschlagen worden sind.

Diese gestatten wenigstens, mit dem gleichen Material mehrere Modelle ohne großen Zeitaufwand nacheinander zu bauen. Bei Sohncke's Modell lassen sich z. B. aus einem der 13 erforderlichen „Hauptmodelle“ durch eine Vorrichtung, die gestattet, Stäbe und Perlen in verschiedene Höhe zu bringen, alle jene Punktsysteme darstellen, deren Projektion auf eine Ebene parallel der Grundplatte dieselbe Figur ergibt. Hierbei ist also, allerdings nur für jedes Hauptmodell, mit den Gitterpunkten eine Translation (in vertikaler Richtung) ausführbar. Bei dem Modell von Bowman gilt das gleiche, da es bis auf einige abweichende Einzelheiten in der Hauptsache dem Sohncke'schen entspricht. Das von Whitlock vorgeschlagene Modell gestattet wenigstens innerhalb gewisser Grenzen, die durch die in einem Kasten mit doppelter Decke von vornherein vorgesehenen Löcher zur Aufnahme von vertikalen Stäben gegeben sind, zwei Translationen in der Ebene der Tischplatte mit den Gitterpunkten durchzuführen. Wollte man alle drei möglichen Translationen an einem Modell vereinigen, so müßte etwa Sohncke's Vorschlag mit dem von Whitlock verbunden werden. Da nun für die Zwecke einer Vorlesung über Kristallstrukturforschung, ebenso wie beim praktischen Unterricht, die folgende Vorrichtung, die billiger und einfacher herzustellen ist als die erwähnten Modelle und dabei die gewünschten drei Translationen leicht auszuführen erlaubt, sich recht gut bewährt hat, soll hier eine kurze Beschreibung erfolgen. Es wird zwar angenommen, daß anderwärts bereits ähnliche Einrichtungen getroffen worden sind, doch möchte diese Notiz dazu beizutragen versuchen, daß auch dort von Kristallstrukturmodellen beim Unterricht Gebrauch gemacht wird, wo die Anschaffungspreise hiefür bisher davon abgehalten haben.

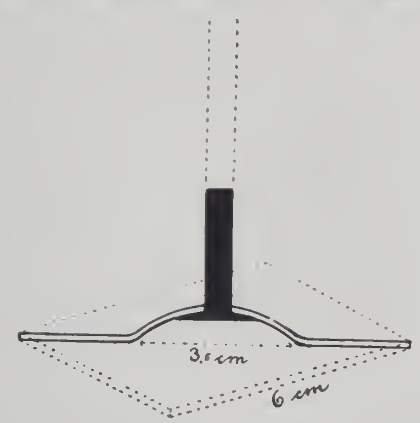
---

[1] Entwicklung einer Theorie der Krystallstruktur. Leipzig 1879. p. 179—180.

[2] Note on the construction of models to illustrate theories of crystal structure. Min. Mag. 16. p. 51—54. 1911.

[3] A Model for Demonstrating Crystal Structure. Amer. Journ. of Sc. (IV.) 49. p. 259—264. 1920.

Die Stäbe, auf denen einfachdurchbohrte Holzkugeln, gegebenenfalls verschiedener Farben, angebracht werden sollen, bestehen aus 4 mm starkem. gewöhnlichen Eisendraht und werden zweckmäßig etwa 75—80 cm lang gewählt. Als Fußgestell wird an jeden dieser vertikal zu stellenden Stäbe eine horizontale, quadratische Platte von 6 cm Seitenlänge, aus 1 mm starkem Eisenblech bestehend, ganz einfach dadurch befestigt, daß, nach zentraler Durchbohrung und kreisförmiger Einbeulung des mittleren Teiles dieser Platte, einer der Stäbe hindurchgesteckt und im Schraubstock mit dem Hammer Stab und Platte gut vernietet werden (siehe Querschnitt des Fußgestells in der beigegebenen Figur).



Diagonaler Querschnitt durch die quadratische Fußplatte.

Diese Befestigungsart erwies sich als genügend stabil und dauerhaft und hat den Vorzug, billig und im Notfalle leicht reparierbar zu sein. Will man aber einen etwas solideren Fuß wählen, so eignet sich hiezu ein würfelförmiger Eisenklotz von ca. 4 cm Kantenlänge, der zentral mit einem Schraubengewinde versehen und danach am Stab befestigt wird.

Die Holzkugeln von 2,5 cm Durchmesser, deren Bohrung der Stabdicke von 4 mm möglichst genau anzupassen ist, lassen sich in der Regel ohne weiteres an jeden beliebigen Ort des Stabes verschieben, ohne herabzugleiten. Sollte dies aber doch infolge der allmählichen Abnutzung oder ungenauer Bohrung eintreten, so genügt es, ein klein wenig Plastilina oder leicht klebendes Wachs am unteren Pol der Kugel an den Stab zu drücken, und die Kugel wird am gewünschten Orte festgehalten.

Mit diesen einfachen Mitteln, deren Kosten ganz gering, und die durch jeden Drechsler und Schlosser zu beschaffen sind, ist man in der Lage, Translationen der Kugeln nicht nur in der Vertikalen vorzunehmen, sondern durch entsprechendes Umstellen

der Stäbe auf der Tischplatte lassen sich auch zwei weitere Translationen durchführen. Zeichnet man sich vorher auf die Tischplatte mit Kreide ein quadratisches Netz auf, oder verwendet man stets mit Millimeterpapier beklebte Holztafeln als Unterlage, so lassen sich die Ansprüche bezüglich der Genauigkeit der ausgeführten Translationen in beliebiger Weise erhöhen. Mit etwa 150 Stäben und 250 weißen und 250 roten Kugeln wird man dann selbst bei gleichzeitigem Bau von mehreren recht kompliziert zusammengesetzten Strukturmodellen in den meisten Fällen auskommen.

Es soll jedoch neben der Billigkeit auf einige weitere Vorteile dieser einfachen Vorrichtung hingewiesen werden, die sich ohne weiteres ergeben. Da sich alle Translationen durchführen lassen, ist es z. B. möglich, wie ohne weitere Beschreibung verständlich sein wird, aus dem triklinen (achsenlosen) Raumgitter alle übrigen einfachen Raumgitter zu entwickeln. Ferner kann man durch Hineinstellen eines passenden zweiten Raumgitters eines der zweifach zusammengesetzten und daraus durch Translationen die übrigen zweifach zusammengesetzten Raumgitter, sowie durch Ineinanderstellen von vier einfachen kubischen Gittern das vierfach kubische (flächenzentrierte Würfel-) Gitter bilden. Als zweifach zusammengesetzte Gitter sind hier zu verstehen die raumzentrierten rhombisch-pinakoidalen und -prismatischen, tetragonalen und kubischen Gitter [vgl. den Artikel von Beckenkamp, Fortschr. der Mineralogie usw. 6. p. 15—34. 1920]. Übrigens lassen sich ja auch die zusammengesetzten Gitter durch Deformation eines einfachen Gitters erzeugen[1]. Der wechselweise Zusammenhang von monoklin-prismatischem mit monoklin-pinakoidalem, rhombisch-prismatischem und rhombisch-pinakoidalem sowie von hexagonalem und rhomboedrischem Raumgitter läßt sich durch Herausnehmen oder Hereinstellen der entsprechenden Stäbe leicht demonstrieren. Natürlich ist dabei der Überblick über rhomboedrische Gitter, wie bei anderen Modellen auch, wegen der vertikal verlaufenden Stäbe besonders aus der Ferne nicht so leicht wie bei den übrigen Gittern zu gewinnen.

Man kann aber mit diesen verstellbaren Stäben nicht nur alle Raumgittertypen herstellen, wie dies schon durch Sohncke's Universalmodell der Raumgitter[1] erreicht wurde, sondern durch entsprechendes, wirkliches „Ineinanderstellen" von gleichartigen Raumgittern lassen sich natürlich alle Sohncke'schen regelmäßigen Punktsysteme schnell aufstellen. Dabei erlaubt die Verschiebbarkeit der Kugeln in vertikaler Richtung beim Übergang zu Schraubungsachsen die notwendigen Translationen leicht während

[1] Vgl. hierüber die Beschreibung zu Sohncke's „Universalmodell der Raumgitter" in Carl's Repertorium für Experimentalphysik usw. München 1876. 12. p. 113—117.

des Unterrichtes auszuführen. Dadurch wird das Verständnis dieser Operation und der dadurch entstehenden Punktsysteme sehr erleichtert. Auch Gleitspiegelungsebenen und damit alle Schönflies-Fedorow'schen „Raumgruppen zweiter Art“ lassen sich während der Vorlesung aufbauen, wenn man die Kugeln durch Befestigung einer leicht sichtbaren Marke genügend asymmetrisch gestaltet, so daß ihre Inversion bemerkbar werden kann. Der Hörer kann dadurch besser und leichter, als es durch den Anblick bereits fertiger Modelle möglich sein wird, vom Aufbau der Bravais'schen Raumgitter zu den kompliziertesten Modellen der theoretischen Kristallstrukturlehre geführt werden.

Daß natürlich ebenso leicht die bisher experimentell ausgewerteten, viel einfacheren speziellen Strukturmodelle aufgebaut werden können, braucht eigentlich nicht erst erwähnt zu werden. Bei Vorhandensein von bestimmten Baugruppen (z. B. CO_3 in den rhomboedrischen Carbonaten, TiO_2 bei Rutil und ähnlichen Fällen) können auch kleinere Kugeln, mit dünneren Drahtstäben an einer größeren Kugel befestigt, den engeren Zusammenhang der betreffenden Atome darstellen. Schließlich ist auch die Möglichkeit, die Studierenden alle im Vorstehenden genannten Modelle mit dem gleichen billigen Vorrat an Stäben und Kugeln gelegentlich bei Übungen selbst ausführen zu lassen, als wertvolles Unterrichtsmittel nicht von der Hand zu weisen.

Kohlensäure und Hydrolyse bei der Verwitterung.

Von **E. Ramann** in München.

Die klassische Schule der chemischen Geologie steht mit ihrem größten Vertreter G. Bischof nach der damaligen Entwicklung der allgemeinen Chemie auf dualistischem Standpunkte. Elektropositive Basen und elektronegative Säuren vereinigen sich unter Ausgleich ihrer Elektrizitäten zu Salzen; je nach dem Grade der „Verwandtschaft“ der einzelnen Stoffe zueinander schrieb man ihnen verschiedenes Bestreben zu, sich miteinander zu binden. Die stärkere Säure verdrängte die schwächere, die stärkere Base die schwächere aus ihren Verbindungen und setzte sich kraft ihrer höheren Verwandtschaft an ihre Stelle. Die Fortschritte der allgemeinen Chemie gingen überwiegend vom Studium organischer Verbindungen aus, ihre Ergebnisse ließen sich nur schwierig auf die anorganischen Verbindungen übertragen und so blieb in der Mineralogie und Geologie die dualistische Auffassung um so mehr vorherrschend, als sie die bequemste Form war und

auch heute noch ist, Zusammenhänge für die verbreitetsten und wichtigsten Mineralien, die Silikate, zum Ausdruck zu bringen.

Erst die Fortschritte der physikalischen Chemie wandelten die Vorstellungen über den Verlauf chemischer Umsetzungen. An Stelle der „Affinitäten“ tritt die Lehre von den chemischen Gleichgewichten. Die chemischen Umsetzungen werden nicht mehr als nach einer, in einer bestimmten Formel ausdrückbaren Weise verlaufend gedacht, sondern angenommen, daß alle möglichen Verbindungen nebeneinander entstehen, daß aber von ihnen nur jene in erheblicher Menge erhalten bleiben, welche unter den herrschenden Bedingungen und nach den Eigenschaften der entstehenden Körper am beständigsten sind. Druck, Temperatur, Löslichkeit, Masse der vorhandenen einzelnen Stoffe werden entscheidend für den Verlauf der Reaktionen. Nicht die Reaktion selbst ändert sich, wohl aber die Menge, in welcher die einzelnen möglichen Stoffe gebildet werden, ist abhängig von der Masse, in welcher die einzelnen Stoffe in Wirkung treten und von den äußeren Bedingungen, unter denen sie entstehen. Deutlich tritt dies hervor bei den „umkehrbaren Reaktionen“, bei denen dieselben Stoffe je nach den vorhandenen Bedingungen ganz verschiedene Mengen ihrer Umsetzungsprodukte liefern. Aus der Vorstellung, daß das Ergebnis einer chemischen Reaktion von äußeren Bedingungen abhängt, läßt sich unmittelbar die Wahrscheinlichkeit ableiten, daß auch die gebildeten Stoffe ihre Erhaltungsfähigkeit mehr oder weniger verlieren werden, wenn sie unter abweichende äußere Bedingungen gebracht werden; sie werden schnell oder langsam in die unter den nun herrschenden Bedingungen beständigsten Verbindungen übergeführt. Die geringe Beständigkeit der chemischen Verbindungen tritt uns nirgends greifbarer entgegen als bei den Gesteinen und den sie zusammensetzenden Mineralien; überall an der Erdoberfläche erkennen wir Zeichen der Veränderung der Gesteine und bezeichnen sie als „Verwitterung“.

Bereits mäßige Abweichungen der äußeren Bedingungen, wie Temperatur, vorhandene Wassermenge, Zeitdauer u. dergl. können schon merkbare Änderungen im Verlauf der Verwitterung herbeiführen.

Unterschiede in der Beschaffenheit der Verwitterungsprodukte an der Erdoberfläche und den obersten Bodenlagen (Oberflächenverwitterung) und in tieferen Schichten (Tiefenverwitterung), in klimatischen Trocken- und Feuchtgebieten, in warmen und kühlen Klimaten sind leicht erkennbar. Es kann daher auch nicht auffallen, daß in den verschiedenen geologischen Formationen

zwar der allgemeine Charakter der Verwitterung erhalten bleibt, doch merkbare Verschiedenheiten der Ablagerungen auftreten.

Die Ursache der Verwitterung muß man in dem Bestreben der chemisch-physikalischen Kräfte suchen, zu Gleichgewichten zu gelangen, welche möglichst unveränderlich sind, und stabile Verbindungen zu bilden, die weiteren Umsetzungen immer weniger und weniger zugänglich sind. Je abweichender die Bedingungen bei der Entstehung chemischer Verbindungen waren, um so mehr werden sie zum Zerfall und Übergang in widerstands- und erhaltungsfähige Verbindungen geeignet sein, um so leichter werden sie „verwittern". Große Unterschiede bestehen zwischen den Bildungsbedingungen der kristallinischen Gesteine und den nahe der Erdoberfläche herrschenden Verhältnissen; die kristallinischen Gesteine werden daher vergleichsweise leicht verwittern, aber auch die bereits angegriffenen und dem Klima mehr oder weniger angepaßten Verbindungen erliegen fortgesetzt Umbildungen, da die Gleichgewichte sich ändern. Jeder Wechsel in der Zusammensetzung der sich im Gestein bewegenden schwachen Salzlösungen führt dazu, neue Gleichgewichte zu schaffen.

Aus den entwickelten Anschauungen ergibt sich folgende, allgemeingültige Definition für die Vorgänge der Verwitterung:

Die chemische Verwitterung umfaßt alle chemischen Umsetzungen, welche an der Erdoberfläche und in mäßigen Erdtiefen vorhandene feste Körper in die unter den herrschenden äußeren Bedingungen beständigsten (stabilsten) Verbindungen überführen.

Es ist nun zu untersuchen, welche Stoffe es sind, die „verwitternd" wirken. Man kommt leicht zu der Auffassung, daß alle vorhandenen, chemisch wirksamen Bestandteile daran teilnehmen müssen; das ist auch unzweifelhaft der Fall. Allgemein verbreitete, verwitternd wirkende Verbindungen sind *Wasser* und *Kohlensäure*. (Sauerstoff tritt nur für den Abbau organischer Stoffe und für die Oxydation einzelner Metallverbindungen [Eisenoxydul, Manganoxydul, Sulfide] in Wirkung und braucht hier nicht berücksichtigt zu werden.)

Um zum Verständnis des Anteils zu kommen, den diese beiden Körper an der Verwitterung haben, mag es gestattet sein, ihre Eigenschaften zu behandeln und einige allgemeine chemische Bemerkungen vorauszuschicken; für den ersten Angriff der Verwitterung kommen vorwiegend *Wasser* und *wässerige Lösungen* in Betracht.

Allgemein bekannt ist, daß man in Lösung befindliche Stoffe als mehr oder weniger in kleinere Einheiten, in Ionen, gespalten betrachtet. Die Ionen verhalten sich wie Elektrizitätsverbindungen, sie enthalten je nach ihren Eigenschaften eine bestimmte Menge

positiver oder negativer Elektrizität. In den Lösungen ist die Elektrizitätsmenge der vorhandenen Ionen verschiedenen Vorzeichens gleich. Die chemische Wirksamkeit der Ionen ist um so stärker, je mehr Ionen in der Volumeinheit der Flüssigkeit vorhanden sind (es entspricht dies im wesentlichen dem Begriff ihrer „aktiven Masse"). Erfahrungsgemäß sind die freien Wasserstoffionen ($H^{\cdot}$) und die Hydroxylionen (OH') chemisch sehr stark wirksam. Die Verbindungen, welche Wasserstoffionen liefern, bezeichnet man als Säuren, Hydroxylionen liefernde als Basen.

Säurewirkung: Die zumeist herrschende Auffassung sieht als grundlegenden Vorgang der Verwitterung die zersetzende Einwirkung der Kohlensäure auf die Silikate an. Die Grundzüge der Bischoff'schen Verwitterungslehre lassen sich in den Sätzen zusammenfassen: Die Kohlensäure ist in wässeriger Lösung eine stärkere Säure als die Kieselsäure, sie verdrängt daher in den Silikaten die Kieselsäure und bildet mit Alkalien, alkalischen Erden und Erden Carbonate. Eisenoxyd, welches kein erhaltungsfähiges Carbonat liefert, scheidet sich ab, Aluminium bleibt als wasserhaltiges Silikat erhalten. Kalksilikate werden durch Kohlensäure zersetzt, wasserhaltige Magnesiumsilikate sind gegen sie widerstandsfähig. Diese Sätze geben ein einfaches Bild des Verlaufes der wichtigsten Verwitterungsvorgänge, es fragt sich nur, ob die ihnen zugrunde liegende Vorstellung sich mit dem Stande der chemischen Erfahrungen im Einklang befindet. Die Voraussetzung der ganzen Auffassung gründet sich auf die verschiedene „Stärke" der Säuren und auf die chemische „Affinität" der einzelnen Stoffe; es ist daher notwendig, sich über diese Grundlagen zu verständigen.

Die einzige zurzeit haltbare Definition einer Säure ist: Säuren sind Verbindungen, die Wasserstoffionen liefern. Die Säurewirkung ist die Wirkung der vorhandenen freien Wasserstoffionen und deshalb unabhängig von den positiv geladenen Ionen und wird allein bestimmt von der in der Volumeinheit vorhandenen Menge Wasserstoffionen (Wasserstoffionen-Konzentration[1]). Die verschiedensten Säuren (Schwefelsäure,

[1] Die Wasserstoffionenkonzentration ergibt vielfach sehr kleine Werte; aus Zweckmäßigkeitsgründen drückt man sie nicht in absoluten Werten, sondern in den Logarithmen der Volumina (Liter) aus, die je 1 g Wasserstoffionen enthalten und bezeichnet den so erhaltenen „Wasserstoffexponenten" durch das Zeichen P_H. Da in jeder wässerigen Lösung das Produkt Wasserstoffionen $\times$ Hydroxylionen konstant ist, so ist der Wasserstoffexponent zugleich ein Maßstab für die Hydroxylionenkonzentration. $P_H = 7$ entspricht neutraler Reaktion, Zahlen unter 7 gelten für saure, über 7 für alkalische Reaktionen.

Kohlensäure usw.) haben bei gleichem Gehalt an Wasserstoffionen in der Volumeinheit die gleiche Säurewirkung.

Die *Stärke* einer Säure (oder Base) ist ein Ausdruck für den Zerfall dieser Verbindung in Ionen (Ionisierungsgrad). „Starke" Säuren sind bereits bei hoher Konzentration weitgehend gespalten, „schwache" Säuren erreichen den gleichen Zerfall erst in sehr verdünnten Lösungen.

„*Säurewirkung*" und „*Stärke der Säuren*" sind also zwei ganz verschiedene Begriffe, die miteinander nur soweit zu tun haben als starke Säuren bei gleicher Konzentration mehr Wasserstoffionen enthalten als schwache.

Mit der Stärke der Säuren steht ferner in Beziehung der Grad der Hydrolisierbarkeit der Salze. Starke Säuren liefern mit starken Basen „Neutralsalze", während starke Säuren mit schwachen Basen „sauer" reagierende Salze, starke Basen mit schwachen Säuren in Lösung „alkalisch" reagierende Salze bilden. Die hydrolytischen Zerfallprodukte verhalten sich in Lösungen nach den selbständigen Eigenschaften der Bestandteile, sie werden weiter in Ionen gespalten. Ein Schema mag den Vorgang erläutern:

Hydrolytische Spaltung.

I. Salz einer *starken* Säure und *schwachen* Basis zerfällt in		II. Salz einer *schwachen* Säure u. *starken* Basis zerfällt in	
Säure	+ Basis	Säure	+ Basis
ionisiert in			ionisiert in
Wasserstoffionen + Säureanionen	bleibt erhalten	bleibt erhalten	Hydroxylionen + Metallionen

Schwache und starke Säuren und Alkalien unterscheiden sich in ihrer chemischen Wirksamkeit dadurch, daß die saure oder basische Wirkung mit dem Verbrauch der vorhandenen Ionen zu Ende geht, da nicht in Ionen gespaltene Moleküle kaum vorhanden sind. Schwache Verbindungen liefern dagegen durch weiteren Zerfall von Molekülen fortgesetzt kleine Mengen von Wasserstoff- oder Hydroxylionen. Die Wirkung der „starken" Verbindungen ist daher bei gleichem *äquivalenten* Gehalte in der Lösung *kräftig, aber nicht anhaltend*, bei „schwachen" Verbindungen *gering, aber längere Zeit anhaltend.*

Ein zweiter Vorgang, welcher Säuren wie Basen die Eigenschaften schwacher Verbindungen erteilt, ist *geringe Beständigkeit.* In den meisten Fällen tritt Zerfall in Wasser und ein nicht ionisierendes Molekül ein ($H_2CO_3 = H_2O + CO_2$; $H_2SiO_3 = H_2O + SiO_2$; $NH_4OH = H_2O + NH_3$).

Für die *Vorgänge der Verwitterung ist dies Verhalten von grundlegender Bedeutung*, da die beiden vorwiegend in Betracht kommenden Säuren (Kohlensäure und Kieselsäure) es zeigen.

Kohlensäuren. Die physikalischen Konstanten der Kohlensäuren sind noch nicht genau bekannt, besonders gilt dies für die eigentliche Kohlensäure ($H_2CO_3 = H^{\cdot}H^{\cdot} + CO_3''$). In chemischen Kreisen war man geneigt, dieser Verbindung weitgehenden Ionenzerfall und damit die Eigenschaften „starker" Säuren beizulegen, sie wohl sogar den starken Mineralsäuren nahe zu stellen. Dagegen sprach die Hydrolysierbarkeit ihrer Salze. Es ist anzunehmen, daß Kohlensäure eine mittelstarke Säure ist, die den starken Mineralsäuren erheblich nachsteht, jedoch beträchtlich stärker ist, als die organischen Säuren. Wenn die Kohlensäure, also die Säure der eigentlichen Carbonate, trotzdem in typischer Weise die Eigenschaften einer „schwachen" Säure zeigt, so beruht das nicht auf ihrer „chemischen" Stärke, sondern auf ihrer geringen Beständigkeit, da sie unter den herrschenden Verhältnissen fast vollständig in Wasser und Kohlendioxyd zerfällt,

$$H_2CO_3 = H_2O + CO_2,$$

nur verschwindende Mengen der Säure bleiben erhalten.

Viel größere Bedeutung für die Verwitterung haben die Eigenschaften der einbasischen Kohlensäure der Hydrocarbonsäure oder Wasserstoffkohlensäure, die Säure der „sauren" kohlensauren Salze, der Bicarbonate; sie entspricht der ersten Ionisationsstufe von H_2CO_3:

$$H_2CO_3 = H^{\cdot} + HCO_3{}',$$

ihre Salze unterscheiden sich durch größere Löslichkeit von den Carbonaten, die nur mit Alkalien verbunden löslich sind.

Die Hydrokohlensäure ist ebenfalls unter den in der Natur herrschenden Verhältnissen instabil, sie ist nur erhaltungsfähig, wenn ein Überschuß von Kohlendioxyd in der Lösung vorhanden ist, sonst zerfällt sie in Wasser und Kohlendioxyd.

Die Säurewirkung der Kohlensäure ist infolge ihrer Unbeständigkeit sehr gering und steigert sich auch nur wenig, wenn ein großer Überschuß von Kohlendioxyd vorhanden ist. Die Absorption von Kohlendioxyd in Wasser ist von dem Teildruck in der umgebenden Luft abhängig; selbst sehr starke Erhöhungen des Druckes wirken auf Zersetzung von Silikaten nur unbedeutend ein. Die Versuche von Sicha[1], der in versilberten Eisenflaschen kohlensaures Wasser auf Silikate einwirken ließ, zeigen nur kleine Unterschiede in der Angreifbarkeit verschiedener Silikate zwischen 1—50 Atm. CO_2-Druck. Die Annahme, daß höherer Kohlendioxydgehalt der Luft tieferer Erdschichten die Verwitterung durch gesteigerte Säurewirkung erhöhe, hat daher wenig Wahrscheinlichkeit für sich, wohl aber kann die verstärkte lösende Kraft des an Kohlendioxyd reicheren Wassers erheblichen Einfluß gewinnen.

[1] Dissert. Leipzig 1891.

Kieselsäuren. Die Sauerstoffverbindungen des Siliciums bieten der chemischen Forschung ungewöhnliche Schwierigkeiten. Die Erfahrung lehrt, daß freie Kieselsäure ganz unbeständig ist und sofort so gut wie vollständig in Wasser und Siliciumdioxyd zerfällt. Geht man von Salzen der einfachst zusammengesetzten Kieselsäuren $M^I_2SiO_3$ (Metasilikate) und $M^I_4SiO_4$ (Orthosilikate) aus, so zerfallen sie beim Freiwerden:

$$H_2SiO_3 = H_2O + SiO_2$$
$$H_4SiO_4 = 2H_2O + SiO_2.$$

Der gleiche Vorgang, welcher der Kohlensäure die Eigenschaften einer schwachen Säure verleiht, tritt bei den Silikaten in noch schärferer Weise hervor. Die Beständigkeit der Kieselsäuren ist so gering, daß sich kein Gehalt an freien Wasserstoffionen nachweisen läßt, sie also nicht sauer reagieren.

Hydrolyse und Kohlensäureeinwirkung auf Silikate. Das Wasser ist sehr wenig in Ionen gespalten, in 10 Millionen Liter sind 18 g freie Ionen vorhanden [1]. Die kräftige chemische Wirkung dieser sehr kleinen Ionenmengen auf die Zersetzung der Silikate beruht darauf, daß durch Zerfall der Kieselsäure in Wasser und Siliciumdioxyd die Säurewirkung der Wasserstoffionen aus dem System ausscheidet, während die alkalischen Wirkungen nicht nur voll erhalten bleiben, sondern sich durch Zurückdrängen der freien Wasserstoffionen (entsprechend der Konstanz des Produktes aus Wasserstoff × Hydroxylionen) noch weiter steigern. Daß dies wirklich der Fall ist, ergeben zahlreiche Erfahrungen. Wasserglaslösungen verhalten sich annähernd wie Lösungen von Ätzkali oder Ätznatron. Silikate wie Orthoklas usw. widerstehen dem Angriff starker Säuren (die Fluorwirkung beruht auf anderen Gleichgewichten), werden aber durch alkalische Lösungen angegriffen und endlich völlig zersetzt. Silikatpulver befeuchtet, geben alkalische Reaktion. Beim Mahlen von Orthoklas für die Porzellanfabrikation

---

[1] Wasser zerfällt in Wasserstoff- und Hydroxylionen ($H_2O = H^{\cdot} + OH'$), es übt daher sowohl saure wie alkalische Wirkungen aus. Die Spaltung des Wassers in Ionen entspricht einem Gleichgewichtszustande, so daß die Menge der vorhandenen Wasserstoffionen mit der Menge der Hydroxylionen multipliziert eine Konstante ($K = 1{,}7 \times 10^{-14}$) ergibt. Vermehrt man willkürlich eine Ionenart in der Lösung (etwa durch Zusatz einer Säure die H-Ionen, oder durch eine Base die OH-Ionen), so vereinigen sich Wasserstoff- und Hydroxylionen so lange zu Wasser, bis in der Lösung das Produkt der beiden Ionenmengen wieder = K wird. Zugabe von Säuren führt also zur Abnahme des aus dem Wasser stammenden Gehaltes an Hydroxylionen, von Basen der Wasserstoffionen. Alle wässerigen Lösungen, selbst die der stärksten Säuren und Basen, enthalten daher sowohl freie Wasserstoff- wie Hydroxylionen in einem bestimmten Verhältnis zu der jedesmal vorhandenen Gesamtkonzentration an beiden Ionenarten.

hat man Trockenmahlung anwenden müssen, da Feuchtmahlen stark alkalische Laugen liefert. Diese Beispiele ließen sich noch weiter vermehren; man ist daher zur Annahme berechtigt, daß die Silikatzersetzung vorwiegend durch Angriff der Hydroxylionen bewirkt wird.

Bei der Verwitterung frei werdende Basen werden von den beim Zerfall der Silikate entstehenden amorphen Stoffen durch Adsorption gebunden oder treten in chemische Verbindungen ein. Es kann auffallen, daß Bestandteile, welche beim Zerfall vorhandener Moleküle ausgeschieden werden, mit zugleich entstandenen Zersetzungsprodukten zu reagieren vermögen. Der Grund ist in der Erhaltungsfähigkeit der Verbindungen zu suchen. Die Silikate der meisten Gesteine sind als Ergebnisse abweichender Gleichgewichtszustände wenig stabil, die neugebildeten Verbindungen entsprechen den herrschenden Verhältnissen. Der Angriff durch Kohlensäure führt die Silikate in Carbonate und Kieselsäure über. Die Kieselsäuren zerfallen in Wasser und Siliciumdioxyd. Die Carbonate scheiden sich unlöslich ab und scheiden dadurch aus dem System aus oder sie bilden leicht hydrolysierbare Salze, die sich wie schwache Alkalilösungen verhalten, d. h. freie Hydroxylionen führen. Also auch bei der Verwitterung durch Kohlensäure herrscht die Wirkung der Hydroxylionen vor.

Es lassen sich diese Beziehungen in chemische Formeln fassen. Geht man von einem Natriummetasilikat Na_2SiO_3 aus, so ergeben sich folgende Beziehungen:

1. Hydrolyse: $Na_2SiO_3 + 2H_2O = 2NaOH + H_2SiO_3$. H_2SiO_3 zerfällt in Siliciumdioxyd und Wasser, zurück bleiben $2NaOH$.
2. Kohlensäure auf Natriummetasilikat. $Na_2SiO_3 + H_2CO_3 = Na_2CO_3 + H_2SiO_3$.

Die Kieselsäure zerfällt; das Natriumcarbonat hydrolysiert mit Wasser zu $2NaOH + H_2CO_3$, so daß durch Zerfall der Kohlensäure in $CO_2 + H_2O$ auch hier die alkalische Komponente hervortritt. Die folgenden Schaubilder zeigen diese Beziehungen übersichtlich.

I.	II.	III.
Hydrolyse	Carbonatwirkung	Hydrocarbonatw.
Na_2SiO_3	Na_2SiO_3	Na_2SiO_3
$OH' + H^{\cdot}$	$CO_3'' + H^{\cdot} + H^{\cdot}$	$CO_3H - H$
$OH' + H^{\cdot}$	$Na_2CO_3 + H_2SiO_3$	$CO_3H - H$
$2NaOH + H_2SiO_3$	$+ 2OH' + 2H^{\cdot}$	$2NaHCO_3 + H_2SiO_3$
ionisiert in $2Na^{\cdot} + OH'$ — zerfällt in $H_2O + SiO_2$	$2NaOH + 2H_2CO_3$	zerfällt in $H_2O + Na_2CO_3$ (wie II.)
	ionisiert in $2(Na^{\cdot} + OH')$ — ionis. u zerf. endlich in $H_2O + CO_2$	

Hydrolyse wie Kohlensäureangriff führen daher zur Wirkung des Hydroxylions, welches als vorherrschendes Werkzeug der Silikatzersetzung zu betrachten ist. Die Meinungsverschiedenheit, ob Hydrolyse oder Kohlensäurewirkung die Silikatverwitterung beherrsche, löst sich daher in der höheren Einheit, daß beide zum gleichen Ergebnis führen. Die Silikatverwitterung ist wesentlich Hydroxylionenverwitterung, sie bekommt ihren Charakter durch Ausschalten des Wasserstoffions, infolge Zerfalles der Kieselsäure wie der Kohlensäure in Wasser und Dioxyde [1].

Salzlösungen. Der weitere Verlauf der Verwitterung ist noch sehr unvollkommen bekannt. Der Einfluß wechselnder Temperaturen trifft nur die obersten Bodenschichten. Die Grenze der täglichen Temperaturschwankungen reicht nicht über Metertiefe, der jährlichen Schwankungen in den Tropen 4—6 m; in gemäßigten Gegenden werden die Schwankungen unter 10 m Tiefe sehr unbedeutend. Die allgemeine Temperaturwirkung bei der Verwitterung beruht weniger auf Steigerung der Salzlöslichkeit bei höherer Temperatur als auf stärkerer Ionisierung des Wassers, die im Tropengebiete etwa doppelt so hoch ist als in gemäßigten Gegenden, und auf der in niederen Breiten während des ganzen Jahres gleichmäßigen Temperatur. Bereits einige Meter unter der Erdoberfläche wird der Temperatureinfluß auf die Verwitterung für jede Erdschicht praktisch konstant. Er steigt mit größerer Tiefe langsam an, aber erst bei recht erheblichen Abständen kann sich das in den herrschenden chemischen Gleichgewichten bemerkbar machen, so daß man den Unterschied der Temperaturen zwar für die Geschwindigkeit der gesamten Verwitterungsvorgänge einsetzen kann, nicht aber für Änderungen der örtlich herrschenden Gleichgewichte. (Schluß folgt.)

[1] Der Unterschied der Säuren, deren Anionen durch Zerfall in Wasser und chemisch ganz oder fast unwirksame Hydroxyde aus den herrschenden Gleichgewichten ausgeschieden werden, gegenüber solchen Säuren und Salzen, bei denen sie im System verbleiben, hat praktische Bedeutung für die Mineraldüngung unserer Felder, besonders tritt dies bei Anwendung von Kalidüngern hervor, deren Anionen (Chlor und Schwefelsäure) im Boden verbleiben und zu weitgehenden Umsetzungen, zumal Bildung löslicher Kalksalze Veranlassung geben. Verf. hat übrigens in seinem Kolleg bei Behandlung der Mineraldünger seit Jahren diesen Unterschied zwischen den beiden Säuregruppen scharf hervorgehoben und darauf hingewiesen, daß die Erhaltung der neutralen oder schwach alkalischen Reaktion der Böden überhaupt nur durch die Ausschaltung der Säurewirkung durch Zerfall der beiden im Boden vorherrschenden Säuren verständlich ist.

Eine Pliocänfauna von Seran (Molukken).

Von **P. J. Fischer** in Vallendar a. Rh.

Vorbemerkung.

Die in vorliegender Arbeit besprochene Fauna wurde von Prof. Dr. J. Wanner im Jahre 1902 im östlichen Seran gesammelt[1]. Sie stammt aus einem Aufschluß auf der rechten Talseite der Fufa, der ca. 35—40 m ü. d. M. und in gerader Linie etwa 8 km von der Mündung dieses Flusses entfernt liegt. Die hier anstehenden sehr fossilreichen, sandigen Mergelschichten fallen mit 20° nach NNO ein. Ich bezeichne sie im folgenden kurz als Fufa-Schichten. Sie gehören in die Reihe der jungneogenen marinen Sande und Mergel, die nach Wanner den Untergrund der Niederungen von Ost-Seran bilden, und die später von Deninger[2] und Rutten[3] auch in den übrigen Teilen von Seran in weiter Verbreitung angetroffen wurden.

Das Alter dieser Ablagerungen wurde bisher noch nicht einwandfrei festgestellt. Nach Wanner gehören sie dem Pliocän oder höchstens dem Miocän an; Deninger und ihm folgend Brouwer[4] stellen sie in das Quartär, Rutten bezeichnet sie wieder als Neogen.

Die Fauna von Fufa gestattet nun zum erstenmal den exakten Nachweis, daß es sich hier um Absätze der Pliocänzeit handelt. Eine besondere Bedeutung kommt ihr aber noch dadurch zu, daß sie die erste größere Pliocänfauna aus den Molukken ist, die untersucht werden konnte. Reichhaltige Pliocänfaunen, die der Stratigraphie eine sichere Grundlage bieten, sind aus dem indo-australischen Archipel nur von Niederländisch-Timor und von Java bekannt geworden, also aus Gebieten, die 900 bezw. 1200 km von Seran entfernt liegen.

Die Veröffentlichung der vollständigen Beschreibung dieser Fauna wird sich infolge der gegenwärtigen ungünstigen Zeitverhältnisse noch einige Zeit hinausschieben. Es sei daher ein Auszug aus den Ergebnissen meiner Untersuchungen mitgeteilt.

---

[1] J. Wanner, Triaspetrefakten der Molukken und des Timorarchipels. N. Jahrb. f. Min. etc. 1907. Beil.-Bd. XXIV. p. 165.

[2] K. Deninger, Zur Geologie von Mittel-Seran. Pal. Suppl. IV, 3. 1918.

[3] L. Rutten, De geol. Expeditie naar Ceram. Tijdschr. v. h. Kon. Nederl. Aardr. Gen. 1918 u. 1919.

[4] H. A. Brouwer, Geologisch overzicht v. h. oostelijk gedeelte v. d. oost-indischen Archipel. Jaarb. v. h. Mijnwezen in N. O. J. 46. Jaarg. 1917. Weltevreden 1919.

I. Allgemeine Charakterisierung der Fauna und Übersicht über die bestimmten Arten.

1. Mollusken.

Die Gesamtheit der aus den Fufa-Schichten gesammelten Mollusken setzt sich aus den drei Klassen der Lamellibranchiaten, der Scaphopoden und der Gastropoden zusammen.

Es überwiegen die Gastropoden mit 32 Familien und 122 Arten; die Zahl der Gastropodenspezies ist rund dreimal so groß wie die der Lamellibranchiaten. Etwa ein Sechstel aller Arten fällt der Gattung *Pleurotoma* zu, was bei der bekannten fossilen und rezenten Formenfülle dieser Gruppe nicht wunder nimmt. Es folgen dann *Nassa* mit 12, *Natica* mit 7, *Terebra* und *Conus* mit je 6 Spezies. Im ostindischen Tertiär waren bis jetzt überhaupt nicht oder nur selten gefunden: *Litorina*, *Mathilda*, *Triforis*, *Cavolinia* und *Melampus*. Durch große Individuenzahl sind *Nassa siquijorensis* A. Ad., *Turritella cingulifera* Sow. und *Conus ornatissimus* K. Mart. ausgezeichnet. Nicht wenige Arten sind durch Genus oder Spezies charakterisierte Kleinformen.

Die Scaphopoden sind nur als größere oder kleinere Dentalien-Bruchstücke überliefert. Bestimmt wurden zwei Arten.

Die Lamellibranchiaten sind mit 14 Familien und 41 Arten vertreten. Davon weisen die Veneriden sieben verschiedene Gattungen auf. Dem Individuenreichtum nach steht *Circe Dijki* K. Mart. an erster Stelle. Einigermaßen noch zahlreich sind *Cytherea Molengraaffi* Tesch, *Corbula lamellata* n. sp., *Limopsis venusta* K. Mart. und *Arca biformis* K. Mart. Es sind alle hauptsächlichen Formen vorhanden, die man von einer marinen Pliocänfauna erwarten konnte.

Im einzelnen weist die Molluskenfauna folgende Arten auf:

a) Gastropoda:

Fam. Turbinidae: *Turbo versicolor* Gmel.
„ Trochidae: *Trochus unedo* A. Ad. var., *Tr. Insulindae* n. sp.[1], *Tr. alfuricus* n. sp.[2]
„ Cyclostrematidae: *Cyclostrema (?) Martini* n. sp.[3]
„ Neritidae: *Nerita chamaeleon* Lin., *Navicella suborbicularis* Sow.
„ Solariidae: *Solarium maximum* Phil.

[1] Gehäuse mit *Turbo*-Charakter und in ziemlicher Übereinstimmung mit *Clanculopsis Hoernesi* Dod. (Sacco. I Molluschi d terr. terz. d. Piem. Torino 1896. Parte XXI p. 22. Taf. 3 Fig. 4); ist jedoch nur halb so groß und entbehrt der deutlichen Bezahnung auf der Innenlippe.

[2] Läßt sich etwa vergleichen mit *Trochus butacianus* K. Mart., unterscheidet sich aber leicht durch die gekörnelten Leisten.

[3] Die sichere Bestimmung setzt die Kenntnis des Tieres selbst voraus; der Schale nach nah verwandt mit *Cyclostrema cingulifera* A. Ad., nur noch kleiner und mit zahlreicheren Spiralen.

Fam. Litorinidae: *Litorina pintado* Wood.
„ Cyclostomidae: *Cyclophorus eodoeonus* Bens.
„ Capulidae: *Capulus scranus* n. sp.[1]
„ Naticidae: *Natica zebra* Lam., *N. marochiensis* Gmel., *N. vitellus* Lin., *N. rufa* Born., *N. alae-papilionis* Chemn. var., *N. powisiana* Recl., *N. melanostoma* Gmel.
„ Rissoidae: *Rissoina serana* n. sp.[2], *R. trilirata* n. sp.[3]
„ Turritellidae: *Turritella cingulifera* Sow., *Mathilda Insulindae* n. sp.[4]
„ Pyramidellidae: *Turbonilla malayana* n. sp.[5], *Eulima Martini* A. Ad.
„ Melaniidae: *Melania punctata* Lam.
„ Cerithiidae: *Cerithium brevieulum* Sow., *C. karangense* K. Mart., *Triforis malayanus* n. sp.[6], *Tr. seranus* n. sp.[7]
„ Strombidae: *Strombus Fennemai* K. Mart., *St. Deningeri* n. sp.[8], *Rimella cancellata* Lam.
„ Cypraeidae: *Cypraea punctata* Lam., *C. fufana* n. sp.[9], *C. oryza* Lam., *Ovula triticea* Lam.
„ Cassididae: *Cassis pila* Reeve var. K. Mart., *C. japonica* Reeve.
„ Doliidae: *Dolium zonatum* Green, *Ficula reticulata* Lam.
„ Tritoniidae: *Triton Soverbii* Reeve, *Tr. pseudopyrum* K. Mart., *Hindsia Teschi* n. sp.[10], *Persona reticulata* Lin., *Ranella margaritula* Desh., *R. subgranosa* Beck.

---

[1] Gehäuse ei-kegelförmig, 5 mm hoch und 3 mm breit, 2¼ Umgänge kommen auf den Protokonch, etwas über ½ Umgang auf den Schlußteil.

[2] Nah verwandt mit *R. transenna* Watson; die Windungen der letztern aber hinten abgeflacht, die Skulptur feiner und die Basis mit einem Wulst versehen.

[3] Von der vorigen Art unterschieden durch die etwas gedrungenere Form, durch die fast ebenen und undeutlich abgestuften Windungen und durch die deutliche Gitterskulptur.

[4] Bis zu 20 mm lange subzylindrische Schale; 1½ aufrecht stehende Anfangs- und etwa 16 Mittelwindungen mit 2 Hauptspiralleisten und 2 schwächeren Leisten und sehr zarter Querskulptur.

[5] Ergänzt bis 4 mm lang; Querskulptur vorherrschend.

[6] Steht dem *Tr. corrugatus* Hinds sehr nahe, unterscheidet sich aber durch die schwache Entwicklung der vorderen Spirale.

[7] Dem *Tr. granulatus* Ad. u. Sow. in der Skulptur nicht unähnlich, die Windungen aber besser abgesetzt.

[8] Am nächsten verwandt ist *St. variabilis* Swains.; es bestehen jedoch Unterschiede in der Skulptur.

[9] Gehäuse ei-birnförmig, 12 mm lang, in der Mitte aufgeblasen, an beiden Enden vorgezogen, geschnäbelt; *C. margarita* Gray unterscheidet sich nur durch die mehr kugelige Form, die engere Mündung und durch die zahlreicheren, feineren Zähnchen.

[10] Schlank, turm-spindelförmig, mit stark konvexen Umgängen; nur durch die Skulptur von *H. gendinganensis* K. Mart. verschieden.

Fam. Columbellidae: *Columbella lactescens* Montr., *C. sundaïca* n. sp.[1], *Mitrella fufana* n. sp.[2], *Atilia conspersa* Gask. var. *brevis*, *Seminella alfurica* n. sp.[3]

„ Buccinidae: *Phos seranus* n. sp.[4], *Ph. noduloseccostatus* n. sp.[5], *Nassa arcularia* Lin., *N. gemmulata* Lam., *N. fufana* n. sp.[6], *N. ngawiana* K. Mart., *N. macrocephala* Schepm., *N. crenulata* Brug., *N. alfurica* n. sp.[7], *N. infralaevis* n. sp.[8], *N. siquijorensis* A. Ad. var., *N. Verbeeki* K. Mart., *N. canaliculata* Lam., *N. exstinctelirata* n. sp.[9], *N. varicosecostata* n. sp.[10]

---

[1] Festschalig, verlängert-spitz-eiförmig, der heutigen *C. tringa* Lam. ähnelnd; Zeichnung noch gut sichtbar und u. a. auch durch letztere von der rezenten Art verschieden.

[2] Ausgezeichnet durch ein spindelförmiges Gehäuse mit hohem, schlankem Gewinde, Schlußwindung nicht aufgeblasen, Mundöffnung ausgesprochen rautenförmig.

[3] Klein, eiförmig-konisch, steht dem Habitus nach in der Mitte zwischen *S. atrata* Gould und *S. troglodytes* Sow.

[4] Mit scharf ausgeprägter Gitterskulptur; im Bau und in der Verzierung *Ph. roseatus* Hinds und *Ph. articulatus* Hinds gleichend.

[5] Der vorigen Art ähnlich, nur mit stumpferem Gewindewinkel, dichterer Berippung und kanalartig vertiefter Naht.

[6] Nur 6 mm groß und im Habitus sehr an *N. Dijki* K. Mart. erinnernd; die Form ist aber weniger verlängert, die Querskulptur dichter, der Protokonch zählt nur 2½ Umgänge; von *N. ovum* K Mart. unterschieden durch die kräftigere innere Lippe des rechten Mundrandes und die weniger deutliche Spiralskulptur.

[7] Ebenso klein wie die vorige Art; Gehäuse konisch-eiförmig, mit 7 fast flachen, aber durch eine breite und tiefe Rinne voneinander geschiedenen Windungen, Oberfläche durch die scharf ausgeprägte Quer- und Längsskulptur gekörnelt, Mundöffnung schön eirund, hinten zu einer kurzen Rinne zugespitzt; ein breiter Mundwulst, dessen Innenrand mit 6 Zähnchen besetzt.

[8] Eiförmiges, 5 mm langes Gehäuse mit insgesamt 6½ Windungen, Mittelwindungen hinten abgedacht, durch wellige Naht getrennte kräftige Querrippen und schwächere Spiralleisten, basaler Spiralwulst, umgeschlagene Außenlippe, die Innenfläche mit 8 Zähnchen, Innenlippe lamellös, mit hinterer Falte und feinen Wärzchen.

[9] Im Gesamthabitus *N. picta* Dkr. gleichend, aber durch den Mangel einer Quer- und Längsskulptur, wegen der wenig abgesetzten und z. T. abgeflachten Umgänge und wegen der schmäleren Mundöffnung noch leicht abzutrennen.

[10] Gehäuse eiförmig-getürmt, mit 8 konvexen, deutlich geschiedenen Windungen, Querberippung an *Triton* erinnernd, Spiralstreifung schwächer, Schlußwindung mit stark eingeschnürtem und durch eine Rinne abgetrenntem Hals.

Fam. Muricidae: *Murex Verbecki* K. MART., *M. embryoliratus* n. sp.[1], *M. fufanus* n. sp.[2], *Muricopsis moluccana* n. sp.[3]

„ Fusidae: *Siphonalia spiracuta* n. sp.[4], *Metula Hindsii* H. et A. AD., *Euthriofusus Wanneri* n. sp.[5]

„ Volutidae: *Marginella Rutteni* n. sp.[6], *Mitra flammea* QUOY, *Turricula gembacana* K. MART., *T. lyrata* LAM., *T. alfurica* n. sp.[7], *T. obeliscus* REEVE var., *Voluta monocoronata* n. sp.[8]

„ Olividae: *Oliva funebralis* LAM., *O. rufula* DUCL.

„ Terebridae: *Terebra Cumingii* DESH., *T. Insulindae* n. sp.[9], *T. myuriformis* n. sp.[10], *T. Woodwardiana* K. MART., *T. malayana* n. sp.[11], *T. fistularis* n. sp.[12]

„ Pleurotomidae: *Pleurotoma tigrina* LAM., *Pl. carinata* GRAY var., *Pl. gendinganensis* K. MART., *Surcula* cf. *polita* HINDS, *Drillia flavidula* LAM. var., *Dr. nodilirata* SMITH, *Dr. Aesopus* SCHEPM.,

---

[1] Steht mehreren rezenten Arten nahe, wie *M. funiculatus* REEVE und *M. rectirostris* Sow., unterscheidet sich von diesen aber durch das Fehlen der Dornen auf dem Stiel oder sonst in der Skulptur.

[2] Schale verlängert eiförmig, Gewinde zugespitzt, die Naht vertieft und wellig, die Mundwülste breit gerundet, die Spiralen mit Schüppchen besetzt, Schlußwindung mit Basalwulst und deutlichem Nabelritz.

[3] Von gewissen *Latirus*-Gehäusen durch die blättrige Oberfläche sich unterscheidend, 3 Embryonal- und 5 Mittelwindungen, Mündung mit einer hinteren Rinne und die Innenlippe mit Falten.

[4] Ausgezeichnet durch ein getürmtes, rasch sich verjüngendes Gewinde, Schlußumgang bauchig erweitert.

[5] Gehäuse beiderseits zugespitzt, niedrig getürmt, die Hauptspiralen auf den Rippen Knoten bildend, 6½ mäßig gewölbte Umgänge, Basalwulst und Nabelritz.

[6] Verwandt mit *M. sordida* REEVE und *M. nitida* HINDS, aber abweichend in der Form und in der Beschaffenheit der Mündung.

[7] Größte Ähnlichkeit mit *T. gendinganensis* K. MART., doch ist beim javanischen Fossil ein deutlicher Spiralwinkel, beim seranischen ein deutliches Nahtband entwickelt.

[8] Vergleichbar mit *V. spinea* CHEMN.; die rezente Art weicht durch den weniger schlanken Bau, durch die stärkere Einbiegung der Spindel und durch das Fehlen der Abdachung der Schlußwindung ab.

[9] Identisch mit *T.* aff. *Cumingii* DESH. bei P. TESCH, Jungtert. u. quart. Mollusken von Timor. I. Teil. In: WANNER's Paläont. von Timor. Liefg. V, 9. p. 17. Taf. (7) Fig. 78.

[10] Eine der *T. myuros* DESH. nah verwandte Art; Unterschiede in der Skulptur.

[11] Sehr spitzes, *T. Woodwardiana* K. MART. nahe stehendes Gehäuse, mit scharfer Quer- und Längsskulptur, einem erhaben aufliegenden Nahtband und einer nach Art einer 2. Binde entwickelten Spirale.

[12] Schale schmal, pfriemenförmig und insofern von der *Myurella*-Form abweichend, als ein Nahtband fehlt.

Dr. aff. *bataviana* K. Mart., *Dr. serana* n. sp.[1], *Clavatula Djocdjocartae* K. Mart. var. *serana* n. v., *Oligotoma epitonica* n. sp.[2], *Daphnella supracancellata* Schepm., *D. celebensis* Schepm., *Defrancia malayana* n. sp.[3], *Mangelia extensaeformis* Schepm. var. *crasselirata* n. v., *M. belaeformis* n. sp.[4], *M. cutis-anserina* n. sp.[5], *Raphitoma embryolirata* n. sp.[6], *R. alfurica* n. sp.[7]

Fam. Conidae: *Conus ornatissimus* K. Mart., *C. soudeianus* K. Mart., *C. longurionis* Kien., *C. acutangulus* Chemn., *C. lividus* Hwass, *C. episcopus* Hwass.

„ Actaeonidae: *Ringicula caron* Hinds.

„ Bullidae: *Cylichna Teschi* n. sp.[8], *C. serana* n. sp.[9], *C. botella* n. sp.[10]

„ Cavoliniidae: *Cavolinia moluccana* n. sp.? [11]

„ Auriculidae: *Melampus fasciatus* Desh.

---

[1] Vom Typus der *Surcula tjibaliungensis* K. Mart., ohne Protokonch mit 8 Umgängen und diese auch noch mit deutlicher Spiral- und Zuwachsskulptur; Kanal kurz, Sinus mäßig tief, hintere Spindel mit Verdickungsleiste.

[2] Schale getürmt, schlanker als die ihr übrigens nahe stehende *D. madiunensis* K. Mart.

[3] Nur 5 mm langes, spindelförmiges Gehäuse mit etwas aufgeblähter Schlußwindung; 7 durch eine deutliche und wellige Naht getrennte Umgänge; letztere abgedacht, mit sich kreuzenden Rippen und scharfen Spiralen, Schlußumgang ziemlich eingeschnürt.

[4] Gehäuse keulen-spindelförmig, 5 mm lang, die Rippen aufsteigende Querreihen bildend, Spiralen fadenförmig, letzter Umgang nur wenig verschmälert.

[5] Die 8½ Windungen des spindelförmigen Gehäuses ziemlich konvex und abgedacht, Rippen wie im vorigen Fall gestellt, Schlußumgang sich rasch zu einem kurzen Stiel verschmälernd.

[6] 7 gewölbte Umgänge, aber nur 3 mm lang, Quer- und Längsskulptur ausgebildet, Schlußumgang vorn stark zusammengezogen.

[7] In Form und Kleinheit der vorigen Art ähnlich, Mittelwindungen mit einer leicht ausgehöhlten Abflachung, die mäßig zurückgebogene und voneinander scharf getrennte Querleisten trägt.

[8] Identisch mit P. Tesch's *Cylichna* sp. in: Jungtert. u. quart. Mollusken von Timor. II. Teil. Wanner's Paläont. von Timor. Liefg. VIII, 14. p. 80. Taf. 16 Fig. 224.

[9] Verwandt mit *C. Sibogae* Schepm.; die rezente Spezies entbehrt aber der Spiralstreifung auf der Schalenmitte sowie des Nabelritzes und besitzt eine etwas breitere Mündung.

[10] 3 mm langes, zylindrisches, hinten zugerundet abgestutztes, in der Mitte leise eingedrücktes, vorn etwas auschwellendes Gehäuse; Oberfläche mit dichten, sehr zarten Spiralfurchen; Gewinde eingewickelt, Apex wenig tief genabelt; Mündung linear, vorn birnförmig, Spindel gedreht, linker Mundrand kallös, mit einer schwachen Verdickung.

[11] Vielleicht identisch mit *C. quadridentata* Les. (oder var. *minuta* Sow.); die rezenten Schälchen sind jedoch durchscheinend hornig, die Fossilien kalkig.

b) Scaphopoda:

Fam. Dentaliidae: *Dentalium dispar* Sow., *D. gonatodes* K. Mart.

c) Lamellibranchiata:

Fam. Aviculidae: *Avicula crocea* Lam.
„ Pectinidae: *Pecten pleuronectes* Lin., *P. javanus* K. Mart., *P. quadriliratus* Lischke, *P. gracilisquamosa* n. sp.[1]
„ Anomiidae: *Anomia Verbecki* K. Mart., *A. fufana* n. sp.[2]
„ Ostreidae: *Ostrea djuvanaënsis* K. Mart., *O. hyotis* Lin.
„ Nuculidae: *Leda alfurica* n. sp.[3], *L. radiatclirata* n. sp.[4]
„ Arcidae: *Arca compressa* K. Mart., *A. allodebilis* n. sp.[5], *A. singularis* K. Mart., *A. biformis* K. Mart., *Axinaea angulata* Lam. var., *Limopsis venusta* K. Mart.
„ Astartidae: *Cardita sulcata* Gray, *C. javana* K. Mart.
„ Isocardiidae: *Isocardia vulgaris* Reeve.
„ Lucinidae: *Lucina serana* n. sp.[6]
„ Cardiidae: *Cardium Guichardi* Bern., *C. alfuricum* n. sp.[7]
„ Veneridae: *Dosinia coelata* Reeve, *D. Steinmanni* n. sp.[8],

---

[1] Klappe eiförmig-dreieckig, höher als breit, schwach gewölbt, ziemlich gleichseitig, mit 25 scharf zugerundeten Rippen, die unterhalb der Schalenmitte dreiteilig werden; Haupt- und Seitenrippen tragen Schüppchen; ein ziemlich tiefer, gerundeter Byssus-Ausschnitt.

[2] Schale wenig gewölbt, breiter als hoch, gut durchscheinend, mit pectenartigem Schloß; Muskelfleck spatelförmig mit einem unteren rundlichen und einem mittlern elliptischen Muskeleindruck; Oberfläche mit dichtgedrängten, zarten, feinbeschuppten Radialleistchen.

[3] *L. confusa* Hanley aus der heutigen Fauna steht dem Fossil wohl am nächsten, besitzt aber eine spitzere, etwas in die Höhe gezogene Schnäbelung und einen konvexen vorderen Rückenrand.

[4] Mit kräftigen, leichtwelligen, konzentrischen Rippen und in deren Zwischenräumen feinere, gedrängte Radialleisten, somit sehr an *L. reticulata* Hinds erinnernd; Unterschiede in der Form.

[5] Offenbar eine Verwandte von *A. debilis* K. Mart., aber u. a. ausgezeichnet durch eine zartere und regelmäßigere Skulptur.

[6] Sehr große Ähnlichkeit mit der europäischen *L. spinifera* Mont.; deren konz. Lamellen stehen aber dichter und ihren Zwischenräumen fehlt die radiale Skulptur.

[7] Eine rechte Klappe von trapezoidisch-dreieckigem Umriß; am besten stimmt mit ihr *C. fornicatum* Sow. überein; abweichende Form und Skulptur stehen aber einer Vereinigung entgegen.

[8] Umriß dieser rechten Klappe derselbe wie bei *D. juvenis* Chemn.; bezeichnend für unsere Art ist die Aufblähung des mittleren Schalenteiles zu einem hohen Rücken; blattartige, konz. Lamellen, die z. T. dem Vorderrand zu noch mehr sich erheben; Lunula vertieft, herzförmig, Area schmal lanzettlich; Mittelzahn dreiseitig, unter dem stark eingerollten, nach vorn gedrehten Wirbel stehend; Mantelbucht bis zur Mitte aufsteigend, mit der Spitze zur Lunula weisend; Länge : Höhe = 24 : 25 mm.

Venus chlorotica PHIL., *Cytherea serana* n. sp.[1], *C. lirevanida* n. sp.[2], *C. Molengraaffi* TESCH., *C. supralaevis* n. sp.[3], *Circe scripta* LIN., *C. Dijki* K. MART., *Tapes lirata* PHIL., *Venerupis praeradiata* n. sp.[4]

Fam. Tellinidae: *Tellina rhomboidea* QUOY. GAIM., *T. serana* n. sp.[5]

„ Solenidae: *Solecurtus coarctatus* GMEL.

„ Myidae: *Corbula lamellata* n. sp.[6], *C. socialis* K. MART., *C. infantula* n. sp.[7]

Dazu kommen noch einige nicht sicher bestimmbare Reste von je einem Vertreter von *Scalaria, Triforis, Surcula, Cavolinia, Avicula* und *Psammobia*.

[1] Kommt mehreren rezenten Arten sehr nahe; *C. lilacina* LAM. unterscheidet sich durch deutlicher zugespitzte hintere Extremität, konvexere Rippen und breitere Furchen; *C. erycina* LAM. ist hinten breiter gerundet, die Rippen sind unregelmäßiger, die untere Scheitelecke der Mantelbucht zu einem spitzen Winkel vorgezogen; *C. costata* LAM. besitzt ebenfalls höhere, konvexere Rippen.

[2] In Umriß und Größe (Länge : Höhe = 40 : 27 mm) der vorigen Art gut gleichend; in der Skulptur *C. florida* LAM. nahestehend; von dieser aber sich durch die deutliche hintere Zuspitzung unterscheidend; eine Abtrennung jedoch nicht leicht.

[3] Zeigt enge Beziehungen zu *C. trimaculata* LAM. u. a.; die rezenten Gehäuse sind größer und weichen auch etwas ab in der Skulptur, in der Beschaffenheit des vorderen Muskelfleckes und durch eine etwas schmälere Lunula.

[4] Läßt sich nur in etwas vergleichen mit BOETTGER's *V. barbatiaeformis* (Tertiärform. von Sumatra. II. Teil. Paläontogr. Suppl. 1880. p. 67. Taf. IV Fig. 7) und ist von dieser ohne weiteres zu unterscheiden durch den konvexen Rückenrand und die deutliche hintere Abstutzung sowie durch die geringere Größe (Länge : Höhe = 18 : 7 mm).

[5] Habituelle Ähnlichkeit mit mehreren heutigen Formen; von *T. vernalis* HANLEY aber z. B. dadurch verschieden, daß letztere noch einen feinen vorderen Seitenzahn, unsere Art aber nur 2 Kardinalzähne in der rechten Klappe besitzt; deren Mantelbucht ferner breit-zungenförmig, noch bis über die Mitte reichend, ihre obere Linie fast horizontal, die untere schief abwärts zurücklaufend.

[6] Ganz vom Typus der *C. socialis* K. MART.; die Verzierung aber i. a. schärfer, eine sehr feine, dichte Radialskulptur mitunter makroskopisch sichtbar; die Arealkanten mehr gerade verlaufend, innerhalb des breit-lanzettlichen Feldes noch eine 2. schmal-lanzettliche Area von einer deutlichen Kante begrenzt.

[7] Nur die rechte Klappe bekannt; diese ziemlich konvex, ungleichseitig, oval-dreieckig; im Habitus der *C. Philippi* E. A. SMITH nicht unähnlich; doch ist sie kleiner ($3\frac{1}{2}$ mm lang und $3\frac{1}{4}$ mm hoch), und es fehlt ihr der 2. Kiel auf der mittlern hinteren, etwas ausgehöhlten Abschrägung; Wirbel weniger erhoben, konz. Berippung nicht so scharf und unregelmäßig.

2. Foraminiferen.

Die Foraminiferen verteilen sich auf 54 Spezies, mit Varietäten auf 58 Formen. Zwei Arten sind neu: *Pulvinulina permaculata* und *Amphistegina wanneriana*. Wenigstens als neue Varietät mußten eine *Miliolina* und eine *Truncatulina* bezeichnet werden.

Genau ein Sechstel der Arten gehört den Miliolininen an. An Individuenzahl sind zwar die bekannten Planktonformen: *Globigerina bulloides* d'Orb., *Pulvinulina Menardii* d'Orb., *P. tumida* Br., *Pullenia obliqueloculata* Park. et Jon. und *Sphaeroidina dehiscens* Park. et Jon. auch nicht selten, aber die bei weitem vorherrschenden Formen sind doch *Rotalia papillosa* Br. und *Truncatulina praecincta* Karrer. Gemein vertreten sind noch *Operculina complanata* Dfr. nebst der Varietät *granulosa* Leym.

Im einzelnen besteht die Foraminiferenfauna aus folgenden Arten:

Fam. Lituolidae: *Reophax scorpiurius* Mtf. h.[1]

„ Miliolidae: *Biloculina depressa* d'Orb. var. *murrhyna* Schw. v., *Spiroloculina impressa* Terq. ns., *Sp. grata* Terq. v., *Miliolina seminulum* Br. v., *M. retusa* Franz. var. *plicata* n. v. ns.[2], *M. cuvieriana* d'Orb. h., *M. reticulata* d'Orb. h., *M. alveoliniformis* d'Orb. v., *M. agglutinans* d'Orb. v., *Peneroplis pertusus* Forsk. s.

„ Lagenidae: *Lagena hispida* Reuss v., *L. sulcata* Walk. et Jac. v., *Nodosaria radicula* Lin. var. *annulata* Terq. et Berth. v., *N. vertebralis* Batsch ns., *N. scalaris* Batsch v., *N. lepidula* Schw. v., *Cristellaria rotulata* Lam. ns., *C. orbicularis* d'Orb. ns., *C. calcar* Lin. s., *C. gemmata* Br. s.

„ Textularidae: *Bolivina schwageriana* Br. ns., *B. hantkeniana* Br. ns., *B. aenariensis* Costa ns., *B. amygdalaeformis* Br. v., *Uvigerina asperula* Czk. v., *U. Schwageri* Br. v., *U. tenuistriata* Reuss v., *Sagrina Zitteli* Karr. v., *S. raphanus* Park. et Jon. h.

„ Globigerinidae: *Globigerina bulloides* d'Orb. h., var. *triloba* Reuss ns., *Gl. subcretacea* Chapm. ns., *Gl. sacculifera* Br. s., *Orbulina universa* d'Orb. ns., *Sphaeroidina dehiscens* Park. et Jon. h., *Pullenia obliqueloculata* Park. et Jon. ns.

„ Rotalidae: *Planorbulina larvata* Park. et Jon. v., *Truncatulina praecincta* Karr. g., *Tr. margaritifera* Br. ns., var. *granu-*

---

[1] h. = häufig, g. = gemein, s. = selten, ns. = nicht selten, v. = vereinzelt.

[2] 0,3—0,5 mm groß; von der Stammform (A. Franzenau, Die foss. Foram. Bujtur's Termeszetrajzi Füzetek. Budapest 1890. Bd. XIII, 4. p. 169. Taf. 2 Fig. 5) in folgendem abweichend: Umriß mehr rundlich, wie z. B. *M. auberiana* d'Orb.; Schlußkammer unten nicht vorgezogen, die Segmente gegen den Rücken zu mit Fältchen verziert.

losa n. v.[1] ns., *Tr. Haidingeri* d'Orb. v., *Rotalia papillosa* Br. g., *Pulvinulia Menardii* d'Orb. h., var. *tumida* Br. ns., *P. elegans* d'Orb. var. *partschiana* d'Orb. v., *P. permaculata* n. sp. v.[2], *P. berthelotiana* d'Orb. h., *Calcarina Spengleri* Lin. ns., *C. hispida* Br. s., *C. Defrancii* d'Orb. h., *Cymbalopora Poeyi* d'Orb. v.

Fam. Nummulinidae: *Amphistegina Lessonii* d'Orb. s., *A. wanneriana* n. sp.[3] h., *Operculina complanata* Dfr. g., var. *granulosa* Leym. h., *Polystomella crispa* Lin. s., *P. craticulata* F. et M. s.

3. **Anthozoa.** Nach Felix[4]: *Heteropsammia ovalis* Semp., *Heterocyathus Elberti* Flx. und *Flabellum pavonisium* var. *distinctum* Vaugh.
4. **Echinoidea.** Eine oder mehrere Arten.
5. **Bryozoa.** Mehrere Arten.
6. **Crustacea** (Ostracoda). Mindestens drei verschiedene Spezies.
7. **Cephalopoda.** *Nautilus* sp. (Nach Wanner beim Sammeln zerbrochen und nicht mitgenommen.)
8. **Pisces.** Otolithe. Ziemlich zahlreich. (Schluß folgt.)

---

[1] Die Oberseite kann ganz oder z. T. mit rundlichen Knötchen besetzt sein, so daß darunter Spiralen und Septen verschwinden; die Unterseite kann im Verhältnis zur Spiralseite stärker gewölbt sein und ist ebenfalls mit Körnchen besetzt.

[2] Ließ sich nur mit *P. bimammata* Gümbel (Beitr. z. Foraminiferenf. d. nordalp. älteren Eocängebilde. Abh. k. bayr. Ak. d. Wiss. München 1868. Bd. X, 2. p. 649. Taf. 2 Fig. 85 u. V. Uhlig, Über eine Mikrofauna d. Alttertiärs d. westgal. Karpathen. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. Wien 1886. Bd. 36, 1. p. 192. Taf. 3 Fig. 7, 8 u. Taf. 5 Fig. 4, 5, 8) vergleichen, die sich jedoch durch die eigentümliche Septengabelung auf der Unterseite unterscheidet. Bei unserer Art erscheinen die durch ihre dunklere Färbung gut sichtbaren Scheidewände der Spiralseite mitunter als schmale, spitze Dreiecke, die der Oberseite ein geflecktes Aussehen verleihen.

[3] Ist zweifellos genetisch mit der in den Proben selteneren *A. Lessonii* d'Orb. verknüpft. Die Oberfläche ist bis auf eine schmale Randzone mit zahlreichen, glasartigen Körnchen oder Runzeln besetzt, derart, daß die Kammerscheidewände vielfach in Körnerreihen aufgelöst und in deren Zwischenräumen die Körner zu zwei oder drei Reihen angeordnet sind.

[4] J. Felix, Jungtert. u. quart. Anthozoën von Timor. II. Teil. In: Wanner's Paläont. von Timor. Liefg. VIII. p. 27. Stuttgart 1920.

Über die Verwendung anastigmatischer Polarisationsprismen bei der Projektion mikroskopischer Objekte im polarisierten Licht.

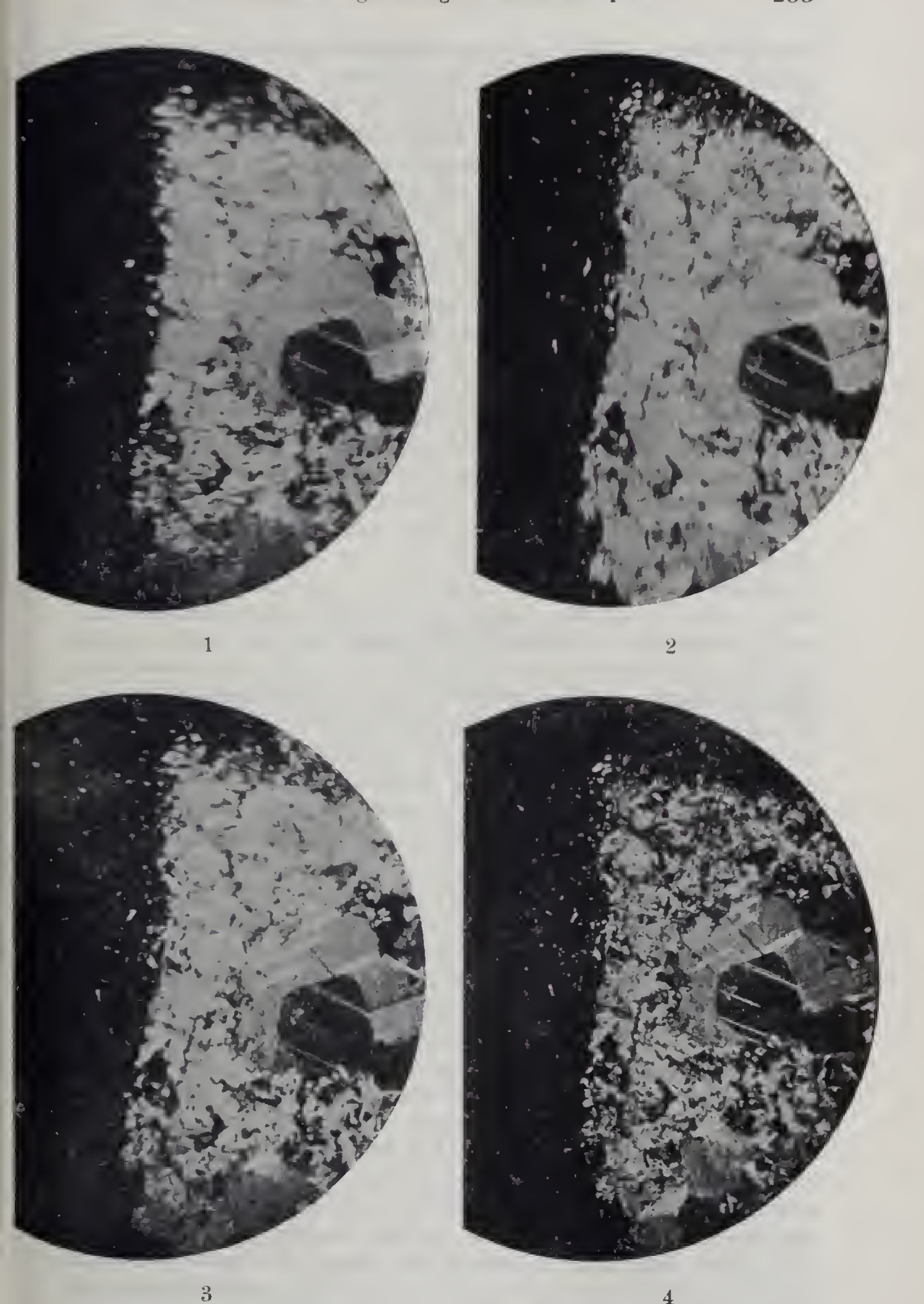
Von **Arthur Ehringhaus** in Göttingen.

Mit 4 Textfiguren.

Bei der Projektion von Dünnschliffen im polarisierten Licht fällt es häufig auf, daß Einzelheiten, welche bei subjektiver mikroskopischer Betrachtung ganz bequem zu sehen sind, in dem projizierten Bilde entweder nur verschwommen erscheinen oder überhaupt nicht hervortreten. Die Ursache dieser Erscheinung kann zunächst natürlich darin liegen, daß die zur objektiven Betrachtung erforderliche Mehrvergrößerung wegen zu geringer Lichtstärke nicht angewandt werden kann. Aber auch dann, wenn die Projektion in den Bereich der Möglichkeit fällt, wenn also bis zu etwa 3000facher Vergrößerung auch im polarisierten Licht noch eine ausreichende Helligkeit zu erzielen ist, macht sich die erwähnte Erscheinung schon bemerkbar. Sie wird meist auf Störungen der Feinheiten des Bildes durch das Korn des Projektionsschirmes zurückgeführt. Im folgenden soll gezeigt werden, daß der Astigmatismus der als Analysator verwendeten Polarisationsprismen die Hauptursache für die starke Verschlechterung des projizierten Bildes ist.

Bei der Projektion mit einem Mikroskope verlassen die Strahlen das Okular um so vollkommener als Parallelstrahlenbündel, je größer der Abstand des Projektionsschirmes ist. Wendet man Okulare mit festem Linsenabstand, z. B. komplanatische Okulare, an, so kommt das vom Objektiv entworfene Bild so gut wie vollkommen in die untere Brennebene des Okulares zu liegen. Der Bildabstand beim Objektiv wird dadurch etwas kürzer wie normal und die Konvergenz der den Analysator durchsetzenden Strahlen also ein wenig stärker. Werden Projektionsokulare, also Okulare mit veränderlichem Linsenabstand benutzt, so wird die Scharf-

Erklärung zu den Figuren: Projektionsbild eines Dünnschliffes des Kontaktkalkes von der Monte Somma. Objektiv f = 33 mm (Mikroluminar), komplanatisches Okular No. 2. Projektionsentfernung 6 m. Fig. 1—3 anastigmatischer Tubusanalysator Fig 1 zu hohe Einstellung: horizontale Striche. Fig. 2 zu niedrige Einstellung: vertikale Striche; beide Bilder einseitig astigmatisch verzerrt. Fig. 3 schärfste Einstellung: astigmatische Kreuzchen, etwas oberhalb der Mitte und links oben gut zu erkennen; astigmatische Unschärfe, besonders stark am Rande. Fig. 4 anastigmatischer Tubusanalysator; punktförmige Abbildung der Kalkspatteilchen; gleichmäßig gute Bildschärfe bis zum Rande des Gesichtsfeldes.



Figuren-Erklärung siehe nebenstehend.

einstellung des Bildes auf dem Projektionsschirm durch Herausschrauben der oberen Okularlinse bewirkt. Gegenüber der subjektiven Beobachtung bleibt hierbei der Strahlenverlauf zwischen Objektiv und Okular vollkommen ungeändert. Hieraus und aus vorigem folgt also, daß die in dies. Centralbl. 1920. p. 175—182 erörterten astigmatischen Störungen des subjektiven Bildes durch die bisher üblichen Tubusanalysatoren bei der Mikroprojektion mindestens in gleichem Maße auftreten müssen. Berücksichtigt man ferner, daß für eine objektive Betrachtung aus 5 m Entfernung das mikroskopische Bild 20mal stärker vergrößert werden muß wie bei subjektiver Beobachtung, so kommt man zu dem Ergebnis, daß bei der Projektion der Astigmatismus des Analysators sich entsprechend stärker geltend machen müßte. Daß dies durch die Erfahrung nicht ganz bestätigt wird, liegt an der relativ geringen Helligkeit des im polarisierten Licht projizierten Bildes. Die astigmatischen Bildfehler fallen nämlich um so weniger auf, je geringer die Beleuchtungsstärke ist.

Als Analysator diene zunächst ein handelsübliches Polarisationsprisma nach Ahrens von 13 × 13 mm Querschnitt. Wir projizieren hierdurch unter Benutzung eines Mikroskopobjektives von 33 mm Brennweite und eines komplanatischen Okulares No. 2 einen Dünnschliff aus einem Kontaktkalk von der Monte Somma. Die Projektionsentfernung beträgt 6 m. Je nach der Einstellung des Mikroskopes bekommen wir auf dem Projektionsschirm die in den Figuren 1—3 wiedergegebenen Bilder. Die an dem links sichtbaren Rande des Schliffes ausgebröckelten Kalkspatteilchen verraten hierbei deutlich die Kennzeichen einer astigmatischen Abbildung. Bei der schärfsten möglichen Einstellung (Fig. 3) erscheinen die punktförmigen Kalkspatteilchen als kleine Kreuze. Entfernen wir das Mikroskop etwas vom Präparat, so erhalten wir die in der Mitte des Bildfeldes horizontal liegenden Strichbilder (Fig. 1); nähern wir den Tubus dem Präparat, so sehen wir entsprechend vertikale Striche (Fig. 2). Ersetzen wir das Prisma nach Ahrens durch einen anastigmatischen Analysator mit konkaver Eintrittsfläche und passender Korrektionslinse, wie l. c. p. 177 beschrieben, so erhalten wir auf dem Projektionsschirm das Bild der Fig. 4. Auf diesem sind die Kalkspatteilchen vollkommen punktförmig. Strichbilder treten durch Verändern der Mikroskopeinstellung nicht mehr auf. Der Astigmatismus ist also vollkommen aufgehoben. Dementsprechend ist auch die allgemeine Bildschärfe in Fig. 4 eine wesentlich bessere wie in Fig. 3. Besonders auffällig tritt dies nach dem Rande des Gesichtsfeldes zu (an der runden Begrenzung) hervor. Daß vereinzelte Lamellen in den Kalkspäten auf Fig. 3 deutlicher hervortreten als auf Fig. 4, ist einer unrichtigen Wiedergabe der Kontraste durch die astigmatische Abbildung zuzuschreiben. Bei

der Betrachtung der wirklichen Bilder auf dem Projektionsschirm macht sich die Verbesserung der Bildschärfe dem Auge in sehr wohltuender Weise bemerkbar. Während bei der astigmatischen Abbildung von Fig. 3 es dem Auge erscheint, als ob ein trüber Schleier über dem Bilde lagert, der viele Einzelheiten verdeckt, treten auf Fig. 4 alle Kristalle vollkommen klar und scharf und in gänzlich ungetrübter Farbenpracht hervor. Dem Projizierenden wird die Scharfeinstellung, dem Beschauer die Erkennung der Einzelheiten erst durch die anastigmatische Abbildung zu einer wirklich mühelosen Sache.

Ein in der optischen Werkstätte von R. Winkel hergestellter anastigmatischer Tubusanalysator ist seit einiger Zeit in das Wülfing'sche Projektionsmikroskop des Mineralogischen Institutes der Universität Göttingen eingebaut. Herr Geheimrat Prof. Dr. O. Mügge und Herr Dr. H. Rose machten damit die besten Erfahrungen.

Göttingen, den 10. Juli 1920.

Besprechungen.

E. **Artini**: I Minerali. Seconda edizione riveduta e amplicata, con 164 incisioni e 48 tavole fototipiche. 518 p. Kl. 8°. Ulrico Hoepli, Milano 1921.

Das vorliegende Werk soll kein Lehrbuch sein, sondern ein Ratgeber für Sammler, Lehrer und Studenten, hiernach will der Inhalt beurteilt sein. In einem ersten Teil werden die wichtigsten Lehren vorgetragen, die Kristallklassen nach zugehörenden Mineralien benannt; die Strukturtheorie wird nicht behandelt, über Lauephotogramme erfährt der Leser demgemäß leider nichts, auch nichts über Einwirkung von Radium auf die Farben, während das Verhalten der Kristalle im polarisierten Licht, die Polymorphie und Umwandlungen gebührend berücksichtigt wird. In dem zweiten Teil werden die wichtigsten Mineralien beschrieben, Winkelwerte oder Achsenverhältnisse werden nirgends angegeben, auch über die Formenentwicklung erfährt man hier nicht viel mehr als in dem ersten Teil gesagt war, dafür aber wird das Vorkommen, namentlich auf italienischen Fundstellen, recht ausführlich angegeben, wodurch das Buch für Liebhaber und Sammler seinen besonderen Wert erhält. Die Beschreibung wird unterstützt durch photographische Bilder. Daß das Buch Anklang gefunden hat, geht daraus hervor, daß der ersten im Jahre 1914 erschienenen Auflage jetzt schon die zweite gefolgt ist. Die Ausstattung ist in jeder Hinsicht vortrefflich.

R. Brauns.

J. Murdoch: Microscopical determination of the opaque minerals. An aid to the study of ores. New York. 1916. 165 p.

Das Murdoch'sche Werk ist die erste zusammenfassende Mikr. Physiographie der opaken Mineralien. In der Einleitung wird auf die Wichtigkeit des Gegenstands für Wissenschaft und Praxis hingewiesen und die Vorarbeiten historisch angeführt, in dem zweiten Abschnitt auf die Technik der mikroskopischen Untersuchungen opaker Mineralien im auffallenden Licht genauer eingegangen. Ein weiterer Abschnitt ist den Gemengen unter den Erzen gewidmet, die seither als homogene Mineralien aufgefaßt wurden. Sodann folgen die diagnostischen Merkmale, mit Hilfe deren man in systematischer Untersuchung die einzelnen opaken Erze erkennen kann. Hierauf kommen auf 100 Seiten die übersichtlich angeordneten Tabellen zur Erkennung opaker Mineralien im auffallenden Licht unter dem Mikroskop. 216 Mineralien sind darin enthalten, und zunächst in drei große Abteilungen nach der Farbe geordnet: Farbig, Weiß, Grau. Die verschiedenen Farbennuancen, sowie das verschiedene Verhalten gegen HNO_3, Königswasser oder KCN-Lösung, sowie endlich die verschiedene Härte geben Untergruppen, innerhalb deren die mikrochemischen Kennzeichen gegen Ätzmittel diagnostisch verwertet werden können. Einige übersichtliche Tabellen, in denen die einzelnen Eigenschaften und die Zusammensetzung der behandelten Mineralien noch einmal zusammengestellt sind, beschließen das Werk. — Es liegt hier eine sehr fleißige und verdienstvolle Arbeit vor, an deren Brauchbarkeit gelegentliche Fehler und Ungenauigkeiten nur wenig ändern. (Ref. hat an anderer Stelle [N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XLIII. 1920. p. 400—438] schon auf einige Fehlerquellen bei dieser „chalkographischen“ Methodik, die Murdoch nicht erwähnt, hingewiesen, ebenso auch einige Unrichtigkeiten der Tabellen erwähnt. Es ist beabsichtigt, in Bälde eine deutsche Bearbeitung des Gegenstandes herauszugeben, die die eingehende mikroskopische Physiographie der opaken Mineralien und die chalkographische Arbeitsmethodik enthalten soll, gestützt auf die Angaben Murdoch's, anderer amerikanischer Forscher, sowie eigener Untersuchungen. Ref.) **H. Schneiderhöhn.**

Berichtigung.

In dem Aufsatz „Über die Aufhebung des Astigmatismus“ usw., dies. Centralbl. 1921, muß es p. 54 Zeile 9 heißen: mit noch starker Divergenz (anstatt stärkerer Divergenz). A. Ehringhaus.

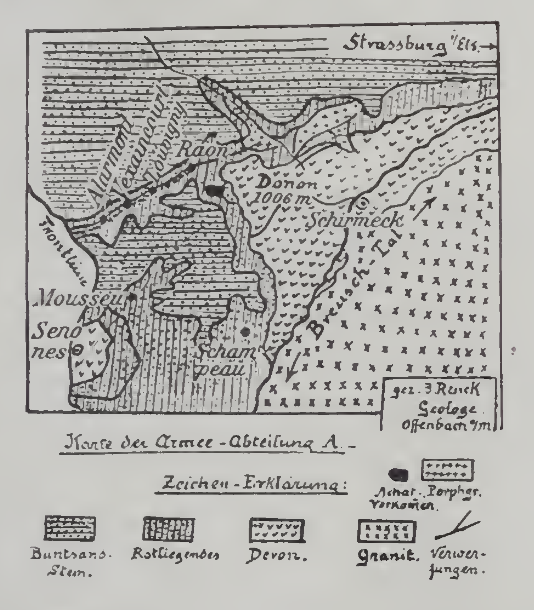
Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Ein neues Achatvorkommen in den Vogesen.

Von **Julius Renck**, Geologe, Offenbach a. M.

Mit einer Übersichtskarte.

Während meiner Tätigkeit als Geologe bei der Geologengruppe 2 der Vermessungsabteilung 8 in Louvigny (bei Vexaincourt-Allarmont) im Plainetal, Nord-Vogesen, westlich des Hohen Donon, fand ich bei der Anlage von Maschinengewehr- und Minenwerferstollen südöstlich des kleinen Ortes Raon-sur-Plaine auf französischem Gebiete, nahe der über die Vogesen ziehenden deutschen Grenze,



im dortselbst anstehenden Quarzporphyr, ein bis dahin auch von französischen Geologen unbeschriebenes, also noch unentdeckt gewesenes Lokalvorkommen von Achat. Dieser fand sich in einem kleinen, 4—5 m in das Berggehänge von unseren Pionieren angelegten Horizontalstollen in 3—4 etwa hühnereigroßen Achatkugeln vor, weit häufiger jedoch nur in ½ cm bis fingerdicken

Spaltenausfüllungen auf Klüften des dortselbst allem Anschein nach sehr nahe an der Stromoberfläche angeschürften Porphyrs. Diese mit Achat ausgefüllten Spalten des Porphyrs keilten sich meist beiderseits in mehrere Millimeter dicke Haarspalten aus, die bis in die letzten Enden mit farbloser, amorpher SiO_2 (Kieselsäure) ausgefüllt waren. Als Beweis für die Nähe der Stromoberfläche des dortigen Porphyrvorkommens darf das wiederholte Vorkommen von faust- bis kopfgroßen Porphyrbomben, die über dem fest anstehenden Porphyr in Porphyrgrus sowie Porphyrtuff gefunden wurden, angesehen werden. Letztere zeigten eine kontinuierlich wechselnde, meist nur leicht angedeutete konzentrisch schalige Absonderung hellbräunlich bis dunkelbraunroter Schichten und im Kern meist ebenfalls achatartige Ausscheidungen mit radialstrahlig nach der Peripherie der Bombe verlaufenden allerfeinsten Verästelungen von weißen bis blaßrosa Achatadern mit mehr oder weniger typischer Achatstreifung. Die Außenseite dieser Porphyrbomben zeigte eine narbige Oberfläche mit dichter Bedeckung von haselnußgroßen Auswüchsen und Warzen. — Der Achat ist infolge der Nähe des Humus, resp. der Oberfläche des Porphyrs und infolge der direkten Einwirkung der Atmosphärilien stark enteisnet und folglich von sehr blasser Farbe, meist kalkweiß, graugelb bis höchtens blaßrosa gefärbt, jedoch darf mit ziemlicher Sicherheit angenommen werden, daß er mit zunehmender Tiefe die lebhaften fleischroten Farbtöne der bekannten Idar-Obersteiner Achate haben dürfte. Die Bänderung der Achate ist eine überaus feine und dürfte erst recht im Mikrobilde zur Geltung kommen. (Bis jetzt sind Dünnschliffe von ihm noch nicht hergestellt.) Er ist infolge der fast gänzlich fehlenden Bergfeuchtigkeit und ziemlich weit vorgeschrittenen Verwitterung stark zerklüftet in den großen Stücken und zerfällt beim Hammerschlag leicht in kleinere Stücke; er ist von mattem Glanz und klebt ähnlich Bolus an der Zunge.

Die Neuentdeckung dieses seither unbekannt gewesenen Achatvorkommens wurde mir von meinem damaligen Chef, dem Kriegsgeologen Herrn Prof. Dr. Julius Söllner, zurzeit am Mineralogischen Institut der Universität Freiburg i. Baden, in freundlichster Weise bestätigt. Ich übergab seinerzeit Herrn Prof. Söllner das schönste und größte der damals gefundenen Achate für die Sammlung des Min. Instituts der Universität Freiburg. Eine Anzahl kleinerer Stücke behielt ich für mich zurück. — Auch Herr Prof. Söllner war der Ansicht, daß bei zunehmender Tiefe sicher weit besseres Material zu finden sei; leider waren wir damals an der Weiterverfolgung unserer Untersuchungen des Porphyrs auf das Vorkommen von Achaten, resp. tieferer Schürfung seitens unserer Pioniere durch den unerwartet raschen Rückmarsch infolge des Waffenstillstands im November 1918 verhindert und der Achatfund wurde von mir dort erst kurz vor dem Waffenstillstand, ungefähr Mitte Oktober

1918, gemacht. Damals war die Fundstelle nur etwa 1 km westlich der alten deutsch-französischen Grenze und wäre eine weitere Untersuchung von deutscher Seite damals leicht zu bewerkstelligen gewesen. Es ist leider vorderhand nicht an eine weitere Verfolgung der Untersuchung dieses sehr interessanten neuen Achatvorkommens zu denken, resp. gar an eine technische Ausbeutung desselben, die mir beim erstmaligen Funde des trotz der Verwitterung sehr schönen Materials sogleich vorschwebte. — Bei dem jetzt sehr hochwertigen Achat aus Brasilien und Uruguay und dem nur spärlichen Vorkommen von Achaten in der Enklave Birkenfeld (Oldenburg), d. h. also der Idar-Obersteiner Gegend, sowie in sonstigen Teilen Deutschlands, wäre an eine ernstliche Inangriffnahme einer technischen Ausbeutung an diesem neuen Fundpunkte sehr wohl zu denken gewesen mit der fast sicheren Aussicht auf verwendbares Material bei größerer Tiefe.

Erwähnen möchte ich zum Schlusse noch, daß dieses kleine Porphyrvorkommen genau westlich des Hohen Donon (1006 m) in den nördlichen Vogesen, abgesehen von anderen geologischen Karten größeren Maßstabs, auch auf der Rich. Lepsius'schen Geologischen Karte des Deutschen Reiches eingezeichnet ist.

Die Wegenersche Verschiebungshypothese und die geologischen Klimate.

Von Dr. **Wilh. R. Eckardt,**
Leiter des Meteorologischen Observatoriums in Essen.

In der zweiten Auflage seines Buches: „Die Entstehung der Kontinente und Ozeane“ (Braunschweig 1920) hat Alfred Wegener die Theorie der Kontinentalverschiebungen in allen Teilen schärfer gefaßt und ihre Prüfung durch Heranziehung von Beobachtungsmaterial erheblich weiter im einzelnen durchgeführt. Insbesondere hat der Verfasser die Polverschiebungen und auch die Ursache der Kontinentalverschiebungen ausführlicher behandelt als in der ersten Auflage. Auch was an tatsächlichen Einwendungen vorgebracht wurde gegen die Verschiebungshypothese, hat A. Wegener in der Neuauflage sorgfältig berücksichtigt. Daß die Verschiebungshypothese alle diesbezüglichen geologischen und geographischen Probleme lösen könne, behauptet selbst der Verfasser nicht, denn wie überall in der Natur, bestehen die Erscheinungen nicht aus einer einfachen, sondern aus ineinander verwobenen Ursachenreihen, und darum wird voraussichtlich nicht die einfache, sondern die komplizierte Erklärung in Zukunft die richtige sein. Jede

Hypothese und Theorie ist eben nur eine Teilwahrheit, und zwar nicht nur die alten Lehren der Geologie, wie die Annahme der Brückenkontinente und die von der Permanenz der Ozeane und Kontinente usw., sondern auch die Wegener'sche Verschiebungshypothese selbst. Aber wie immer die Dinge auch liegen mögen: mit der Wegener'schen Hypothese wird die Geologie vor die Aufgabe gestellt, eine neue Grundhypothese zu schaffen, welche die Schrumpfungstheorie ersetzen und das gesamte in Frage kommende Tatsachenmaterial unter Einschluß des geophysikalischen — und darin beruht vor allem der große Wert der neuen Hypothese — zu einem Gesamtbilde vereinigen kann. In diesem Sinne ist es daher wohl auch nicht zuviel gesagt, daß in der Verschiebungstheorie auch „der rote Faden im Labyrinth der Paläoklimatologie" gefunden sei. Aber einfach liegen die Dinge auch hier nicht immer, vor allem sicherlich nicht so einfach, wie sich Wegener diese in mancher Hinsicht vorzustellen scheint. Diesen Schwierigkeiten einmal nachzugehen, soll Aufgabe dieser Zeilen sein. Gelegentlich einer Erörterung der permocarbonen Eiszeit unter besonderer Berücksichtigung der Forschungen Fritz v. Kerner's (Geol. Rundschau. 9. Heft 1 u. 2. 1918) hatte ich die Möglichkeit der Lösung des permocarbonen Glazialphänomens nach dem damaligen Stand der Forschung kurz in die folgenden Sätze zusammengefaßt:

1. Sollte der Geologie der einwandfreie Nachweis einer starken Abkühlung und vor allem von ausgedehnten Vereisungen der Polarzonen zur Permocarbonzeit gelingen, dann konnten auch weite Gebiete der Subtropen vergletschert sein, und es erübrigt sich die Annahme von Polverschiebungen oder Krustenwanderungen, auch wenn solche bis zu einem gewissen Grade stattgefunden haben sollten.

2. Sollte dagegen die Geologie den sicheren Nachweis erbringen können, daß die höheren Breiten der Erde in der Permformation, ähnlich wie im Carbon und im Mesozoicum, ein warmes Klima besessen haben, so ist die Annahme von Polverschiebungen unvermeidlich. Denn man käme ja sonst zu dem widersinnigsten aller Schlüsse, daß in der Permocarbonzeit die niederen Breiten kaltes, nivales Klima, die höheren Breiten dagegen mildes Klima gehabt hätten.

3. Sollte sich ein bestimmter geologischer Nachweis überhaupt nicht erzielen lassen, wie die klimatischen Verhältnisse der Polarzonen im Permocarbon beschaffen waren, so muß die Frage, ob Polverschiebungen stattgefunden haben oder nicht, naturgemäß unentschieden bleiben.

Heute, wo die Wegener'sche Hypothese in ausführlicherem Maße aufgebaut vor uns liegt und nachdem inzwischen zwei auf den Gegenstand der permischen Eiszeit bezügliche Studien Fritz

v. Kerner's[1] erschienen sind, läßt sich etwa folgendes über „das dunkelste der paläothermalen Probleme" aussagen:

Die Frage, ob unter der Voraussetzung kalter Polarklimate eine Vereisung weiter Gebiete der Subtropen zur Permocarbonzeit möglich war, ohne daß eine Polverschiebung stattgefunden hätte, hat Fr. v. Kerner in der ersteren der beiden unten genannten Abhandlungen zu beantworten versucht. Allerdings hat diese rechnerische Untersuchung keineswegs eine Lösung dieses Problems zum Ziele, sondern sie bezweckt nur klimatologische Feststellungen, die zu den unerläßlichen Vorarbeiten für jeden ernsthaften Erklärungsversuch der permischen Eiszeit Indiens zählen. v. Kerner will lediglich eine Beantwortung der Frage versuchen, welche thermischen Verhältnisse sich bei der für die Paläodyas vermuteten Land- und Meeresverteilung für Südasien ergeben würden. Der Versuch erfolgte unter rein klimatologischen Gesichtspunkten nach verschiedenen Methoden und auf verschiedenen Grundlagen, indem von den Ergebnissen der geologischen Forschung nur das paläogeographische Bild entlehnt wird, wohingegen die aus der Beschaffenheit und aus den Einschlüssen der marinen und terrestrischen Sedimente gezogenen paläoklimatologischen Schlüsse gänzlich außer Betracht bleiben. Als Grundlage für die Konstruktion der morphogenen Paläoisothermen benutzte v. Kerner die von Frech entworfene Darstellung der Kontinente und Meere am Schluß der Steinkohlenzeit und stellte auf diese Weise rechnerisch fest, daß die morphogenen Isodiakrinen (Isothermen der Gegenwart minus Paläoisothermen) des Juli im nordwestlichen Vorderindien einen Unterschied von — 20° aufweisen, so daß die Temperatur im Meeresspiegel in der dortigen Gegend zur Permocarbonzeit nur 15° im Juli betragen hätte. Man sieht also, daß unter solchen Umständen die kritische mittlere Jahrestemperatur von + 10° — das ist die höchste, bei der jetzt ein Gletscher zu leben vermag — wahrscheinlich in der Tat nicht überschritten worden sein dürfte.

Wenn wir indessen bedenken, daß im Permocarbon weite Gebiete der heutigen südlichen Subtropenzone, sowie Teile der Antarktis und anscheinend selbst einige Gebiete der Tropen vergletschert waren, so dürfte es geradezu unmöglich sein, der Lösung des permocarbonen Eiszeitproblems auf paläogeographischem Wege allein näher zu kommen. In der Tat bietet hier die Wegener'sche Verschiebungshypothese die denkbar beste und plausibelste Vereinfachung: Südamerika mit den Falklandinseln, Vorderindien und

[1] Untersuchungen über die morphogene Klimakomponente der permischen Eiszeit Indiens. Sitz.-Ber. d. K. Akad. d. Wiss. in Wien, math.-nat. Kl. Abt. I. **126**. 2. u. 3. Heft. Wien 1917. — Klimatologische Prüfung der Beweiskraft geologischer Zeugen für tropische Vereisungen. Ebenda. **127**. Heft 8 u. 9. Wien 1918.

Australien mit Neuseeland rücken konzentrisch auf Südafrika zusammen. Messen wir dann auf dem rekonstruierten Urkontinent die Abstände der permischen Glazialfunde voneinander, so wird die größte derartige Entfernung, d. h. der vorläufig größte Durchmesser der permischen Inlandeiskappe 60° bis 70°, also viel geringer als der der diluvialen Eisbedeckung der Nordhalbkugel, wenn man den nördlichen Teil des Nordatlantik als Glazialgebiet mitrechnet. „Und auch der Nordpol“, fährt A. Wegener fort, „macht jetzt keine Schwierigkeiten; denn wenn der Südpol inmitten seiner Glazialerscheinungen, also in Südafrika, etwa 70° von seinem heutigen Ort entfernt angenommen wird, so fällt der Nordpol auf heute 20° Nordbreite mitten in den auch im Mesozoicum bereits bestehenden Pazifischen Ozean, wo er keine Glazialablagerungen erzeugen kann.“

In der Tat bietet die Wegener'sche Hypothese, obwohl sie mit Verschiebungen von gewaltigem Ausmaße operiert, unendlich viel weniger Schwierigkeiten als die Vorstellung, daß etwa Teile der Erdkruste, die jetzt am Aufbaue Vorderindiens beteiligt sind, in der Permocarbonzeit dort, wo wir jetzt Westsibirien finden, gelegen hätten und seit jener Zeit in ihre jetzige Breitenlage herabgerückt wären und sich hierbei so gedreht hätten, daß ihre ursprünglich polwärts gelegenen Teile nun äquatorwärts zu liegen kamen, denn die indische Vereisung hatte ja ihren Ursprungsherd im Süden. In dem gesamten geotektonischen Bilde Asiens findet sich jedenfalls nichts, was für ein derartiges Südwärtsströmen ganzer Ländermassen spricht. Denn derartige Vorgänge hätten doch mit seitlichen, wahrscheinlich bogenförmigen, rückläufigen Krustenströmungen verbunden sein müssen.

Die an sich durchaus berechtigte Ansicht v. Kerner's, daß die paläogeographischen Rekonstruktionen für die Paläoklimatologie der wichtigste Lebensquell seien, wird auch von mir in jeder Beziehung geteilt. Aber ich kann die weitere Anschauung v. Kerner's, daß speziell auch die Bezwingung des Problems der jungpaläozoischen Eiszeit durch Annahme von Verschiebungen der Erdkruste „einem durch den eigenen Tod erkauften Siege gleiche“, nicht teilen, und zwar aus dem Grunde nicht, weil wir weder die klimatischen Verhältnisse der permocarbonen Eiszeit selbst, noch die paläogeographischen Rekonstruktionen der die Spuren jener Vereisungen tragenden Festlandmassen ohne Zuhilfenahme der Hypothese von Verschiebungen nie und nimmer auch nur einigermaßen zu erklären vermögen. Ja, ich bin sogar der Ansicht, daß sich die Wegener'sche Verschiebungshypothese für manche geologische Epochen, und zwar in erster Linie für die paläozoische Eiszeit, zu einer wichtigen Arbeitshypothese für die Paläoklimatologie wird ausgestalten lassen, wenn auch freilich zunächst nur in großen Zügen. Aber gerade in dieser Beziehung wird sich ihre Brauchbarkeit erproben lassen, wenn es sich später einmal darum handeln

wird, unendlich feine Teilarbeit zu leisten. Macht es doch heute schon die WEGENER'sche Verschiebungshypothese mehr als wahrscheinlich, daß der große Steinkohlengürtel der Erde, der sich von den Appalachen über Mitteleuropa nach China hinzieht, der äquatorialen Regenzone des Permocarbons entsprach, weil er mit einem echt tropischen Pflanzenwuchs ausgestattet, als einziger existierte, und weil sich gleichzeitig die polare Inlandeisdecke der Südpolargegend ohne Schwierigkeiten nachweisen läßt. Ein derartiges einfaches und großzügiges Ergebnis aber ist sicher ebensoviel wert als so manche andere Errungenschaften der bisherigen paläoklimatologischen Forschung. Daß trotz der Annahme von Polverschiebungen, bezw. großen Krustenwanderungen nach wie vor die paläogeographischen Rekonstruktionen mit die Hauptgrundlage auch für die paläoklimatologische Forschung abgeben, daß die Zeiten geotektonischer Bewegungen miotherme Zustände begünstigen, geotektonisch ruhige Zeiträume, womöglich noch günstig konfiguriert in bezug auf Wasser und Land, dagegen pliotherme Perioden bedeuten, damit läßt sich auch WEGENER's Hypothese durchaus in Einklang bringen. Denn die mesozoischen (triadischen) Sagopalmen wuchsen noch auf Franz-Josephs-Land, das damals nach WEGENER in der nördlichen Regenzone unter 50° Br. lag, und die jurassischen stenothermen Riesenreptilien gediehen zwischen derselben Gegend und Südafrika, das damals etwa 33° vom Südpol entfernt gewesen sein dürfte. Mag man auch das Gletscherphänomen hinsichtlich seiner Verbreitung für den Beweis von Polverschiebungen als nicht besonders günstig ansehen, unterschätzen oder gar vernachlässigen darf man es in dieser seiner Bedeutung jedenfalls keineswegs. Aber wenn wir heute für manche geologische Perioden, so z. B. für das gesamte Mesozoicum, keinerlei Glazialspuren finden können, so macht uns das WEGENER in der Weise plausibel, daß während des größten Teiles der Erdgeschichte der Nordpol in den Pazifik, der Südpol auf Antarktika fiel. Und was ferner sogenannte pliotherme Zustäude der Arktis in manchen Erdepochen anlangt, so hätten diese ohne Polverschiebungen gar nicht bestehen können. da bei gleicher Pollage wie heute die Arktis landumringt war und demzufolge durch äquatoriale Meeresströmungen gar nicht hätte erwärmt werden können.

Freilich bietet auch die Verschiebungshypothese für manches paläoklimatische Rätsel nicht die Möglichkeit zu einer einfacheren Lösung. Im Gegenteil! und zwar merkwürdigerweise gerade bezüglich der jüngsten geologischen Epoche: der diluvialen Eiszeit. WEGENER nimmt an, daß die diluviale Eiszeit durch eine Polwanderung bis zu 40° bedingt worden sei, und daß infolge engen Aneinanderliegens von Nordostamerika und Nordwesteuropa die europäische und nordamerikanische Endmoräne eine geschlossene Linie gewesen sei, was kein Zufall gewesen sein könne. Wir

wollen zusehen. wie sich die exakte meteorologisch-klimatologische Forschung dieser Hypothese gegenüber verhält.

Wie J. v. Hann und Fr. v. Kerner gezeigt haben, ist die maximale Entfaltung der Gletscher auf der Nordhalbkugel heute ebensowenig an die Gegend des geographischen Poles geknüpft wie die Entwicklung der tiefsten Wintertemperaturen. Der Mittelpunkt des arktischen Gletscherkranzes liegt zwischen 70° und 50° n. Br. nahe der Küste von Grönland, also weitab vom geographischen Pol. „Das Zentrum der nordhemisphärischen diluvialen Eiskalotte befand sich in ungefähr gleicher Breite nahe der Westküste von Grönland. Es hat demnach seit der diluvialen Eiszeit so gut wie keine Breitenverschiebung des arktischen Vergletscherungspoles stattgefunden, und die zum heutigen Nordpol sehr exzentrische Lage des Mittelpunktes der diluvialen Eiskalotte kann somit nicht als Argument zugunsten einer seit der Eiszeit stattgefundenen Polverschiebung gelten. Sie ist im Gegenteil als Beweis für eine der heutigen sehr ähnliche eiszeitliche Lage des Nordpols in Anspruch zu nehmen.“ (Fritz v. Kerner.)

Infolge der über weiten Gebieten der Nordhalbkugel und hier z. T. bis tief in mittlere Breiten sich erstreckenden Gletscherentfaltung und der hierdurch auf der Erde überhaupt herabgesenkten Wärmeentwicklung mußte sich die Tätigkeit der subpolaren barometrischen Minima je nach der Örtlichkeit mehr oder weniger bis in niedrigere Breiten als heute erstrecken, während der humide Tropengürtel eingeengt war. In der Tat ist dann auch nach Albrecht Penck im Sudan eine Polwärtswanderung der äquatorialen Trockengrenze seit dem Ausklingen der Eis- oder Pluvialzeit festzustellen, ebenso in Süd- wie in Nordamerika und wohl auch in Südafrika, und zwar hat es den Anschein, als ob die äquatoriale Trockengrenze einst etwa ebenso weit äquatorwärts gelegen habe wie die polare Trockengrenze im Norden zur Eiszeit[1]. Der Schluß Wegener's: „Den Pol außerhalb dieser großen Eiskappe zu legen, liegt keinerlei Grund vor. Legen wir ihn in die Mitte desselben, um 20° verschoben, so liegen die entferntesten Moränenränder auf 57° Breite, das Mittelmeer in der Zone der regenreichen Westwinde, Kamerun in der Trockenzone und St. Helena und der Sambesi auf dem Äquator,“ erscheint daher mindestens übereilt und ist jedenfalls meteorologisch ohne weiteres nicht zwingend; auch

[1] Vgl. hierüber: A. Penck, Die Formen der Landoberfläche und Verschiebungen der Klimagürtel. Sitz.-Ber. d. Preuß. Akad. d. Wiss. IV. 1913. — Fr. v. Kerner, Sind Eiszeiten durch Polverschiebungen zu erklären? Bemerkungen zu W. Eckardt's Klimaproblem (Verh. d. Geol. Reichsanst. Wien 1909, No. 12) und W. R. Eckardt, Der exakte meteorologisch-klimatologische Beweis für die Gleichzeitigkeit der diluvialen Eiszeit. Peterm. Mitt. 1917. Heft 7.

sprechen manche biogeographische Tatsachen gegen eine derartig weitgehende Verlagerung.

Weiterhin hat Fr. v. Kerner[1] gezeigt, daß z. B. weder zwei fossile Floren bei einer entgegengesetzten thermischen Abweichung, deren Fundorte unter gleicher Breite auf einem der gegenüberstehenden Meridiane liegen, noch auch der Vergleich zweier auf demselben Meridian in gleicher Nord- und Südbreite vorhandener fossilen Floren ohne weiteres zu einem sicheren Schluß über die Größe und Richtung etwaiger Polverschiebungen führen können. Und bezüglich der Verbreitungsart der Glazialbildungen sagt v. Kerner, daß diese sich für die Ableitung von Polverschiebungen nicht eignen, da das Gletscherphänomen überhaupt keine zonale Anordung zeigt. „Würden uns die heutigen Verhältnisse als Zeugen einer fernen Vergangenheit entgegentreten, und wollte man daraus, daß im Himalaya Moränen vorhanden sind, im Werchojanskischen Gebirge aber fehlen, den Schluß ziehen, daß das letztere das vom Pol entferntere gewesen sei, so würde dies sehr falsch sein."

Wenn auch vielleicht wird zugegeben werden müssen, daß die Pollagen zur Diluvialzeit etwas andere als heute gewesen sein können, schon in Anbetracht dessen, daß die geographischen und klimatischen Verhältnisse im Gebiete des Nordatlantik zur Erklärung der diluvialen Eigentümlichkeiten eine bedeutendere Annäherung wenigstens des Nordostens der Neuen und des Nordwestens der Alten Welt erfordern, so hätten doch m. E. derartige klimatologische Momente eingehender berücksichtigt werden müssen, als es in der zweiten Auflage des Wegener'schen Buches geschehen ist. M. E. berühren sie den Kern der genialen Hypothese nicht und werden diese auch nicht umstürzen; sie werden vielmehr in hohem Maße geeignet sein, sie zu modifizieren. Ja, die Verhältnisse gerade der jüngsten vergangenen Erdepoche dürften geeignet sein, die Hypothese zu ihrem eigenen Vorteil auf das richtige Maß zurückzuführen, wenn hier meteorologische, klimatologische und paläogeographische Kleinarbeit geleistet wird. Werden doch auf diese Weise Auswüchse und Übertreibungen am ehesten beseitigt werden, zu denen aber wohl auch die gewissermaßen mit der zweifellos falschen Pendulationsidee verquickbare Vorstellung gehört, die Interglazialzeiten seien in der Hauptsache durch Polverschiebungen bedingt gewesen.

---

[1] Die extremen thermischen Anomalien auf der Nordhemisphäre und ihre Bedeutung für die Frage der geologischen Polverschiebungen. Met. Zeitschr. 1909. Heft 10. Vgl. auch: Fr. v. Kerner, Wie sind aus geologischen Polverschiebungen erwachsende Wärmeänderungen zu bestimmen? Sitz.-Ber. d. Akad. d. Wiss. Wien. Math.-nat. Kl. Abt. I. **126**. 6. u. 7. Heft.

Kohlensäure und Hydrolyse bei der Verwitterung.

Von E. Ramann in München.

(Schluß.)

Die chemische Wirkung des Wassers (die „aktive Masse", in der es in den chemischen Gleichgewichten auftritt) ist konstant, d. h. unabhängig von der absoluten Menge, in der es vorhanden ist. Man muß aus diesem allgemein anerkannten Satze der physikalischen Chemie ableiten, daß die chemische Wirkung, welche Wasser überhaupt zu leisten vermag, bereits von der kleinsten Menge tropfbar flüssigen Wassers auch tatsächlich geleistet wird. Mehr oder weniger an Wasser hat daher auf dessen chemische Wirksamkeit keinen Einfluß. Wenn trotzdem in der Natur zu beobachten, daß die Verwitterung unter dem Einfluß wechselnder Wassermengen steht, so beruht dies auf der auflösenden Wirkung des Wassers. In den Erdschichten bewegen sich nicht reines Wasser, sondern Salzlösungen; handelt es sich dabei auch zumeist um verdünnte und sehr verdünnte Lösungen, so reichen die Salzwirkungen, unter welcher Bezeichnung man die Reaktionen der Ionen und Moleküle der löslichen Bestandteile der im Gestein umlaufenden Flüssigkeiten zusammenfassen kann, aus, die Verwitterungsvorgänge weitgehend zu beeinflussen. Es sind Umsetzungen, die J. Roth als „komplizierte Verwitterung" bezeichnete. Bei weiter fortschreitender Forschung werden sie sich voraussichtlich immer mehr als Träger der Verwitterungsvorgänge herausstellen, sie sind hier als „Salzverwitterung" zusammengefaßt.

Die chemischen Umsetzungen verlaufen in den Erdschichten entweder zwischen Ionen der Lösungen, also in der Flüssigkeit (flüssigen Phase, homogene Systeme) oder als Angriff der gelösten Stoffe auf unlösliche, feste Bestandteile (zwischen flüssiger und fester Phase, heterogene Systeme). Die Unterscheidung zwischen beiden Gruppen ist oft schwierig, unter dem Einfluß der Phasenregel nahm man an, daß heterogene Systeme verbreitet sind, aber es wird sich vermutlich herausstellen, daß weitaus die meisten Verwitterungsvorgänge in den homogenen Systemen der flüssigen Phase verlaufen.

Die heutige physikalische Chemie arbeitet mit der Vorstellung der Löslichkeit aller Stoffe und erkennt nur verschiedene Grade der Löslichkeit an. Hiermit ist die Möglichkeit gegeben, daß auch Angriffe chemischer Agentien auf sehr schwer lösliche Stoffe ausschließlich zwischen ihren gelösten Teilen verlaufen, es hat sich dies z. B. nachweisen lassen für den Angriff von Kaliumcarbonat auf schwefelsaures Barium. Betrachtung der Mineralumsetzungen

und -bildungen zwingen nun zur Annahme, daß auch den Silikaten eine wenn auch sehr geringe Löslichkeit zugeschrieben werden muß, und zwar eine Löslichkeit des Minerals im Molekülzustande (das natürlich ionisieren kann). Zumal das Auftreten von Mineralien in Kristallform, wie des Kaolinits, die Bildung von Orthoklaskristallen und zahlreicher anderer wasserfreier Silikate auf wässerigem Wege sind nicht zu verstehen, wenn nicht deren Moleküle als solche vor ihrer Ausscheidung in den Lösungen vorhanden waren. Man darf nicht einwenden, daß diese Mineralien durch die hydrolytische Wirkung des Wassers gespalten werden, denn jede Reaktion, also auch die Hydrolyse der Silikate, verläuft nicht vollständig, sondern nur bis zu einem Gleichgewichtszustande, ein wenn auch noch so kleiner Teil der ursprünglichen Moleküle muß erhalten bleiben. Soweit die Vorgänge der Silikatverwitterung der chemischen Betrachtung zugänglich sind, stehen und fallen die Schlußfolgerungen mit der Annahme einer wenn auch nur spurenweisen Löslichkeit der Silikate.

Es ist anzunehmen, daß bei der Verwitterung sehr zahlreiche Einflüsse statt haben; der Betrachtung zugänglich sind: Löslichkeitsbeeinflussung der Salze, Basenaustausch, Adsorptionen, hydrolysierte Salze, Bildung von Doppelsalzen.

Löslichkeitsbeeinflussungen. Die Löslichkeit eines Stoffes in reinem Wasser ist eine mit Druck und Temperatur wechselnde, für jeden einzelnen Fall jedoch konstante Größe. Die Löslichkeit ionisierender Stoffe wird durch gleichzeitigen Gehalt an anderen Ionen in der Lösung beeinflußt. Sind zwei oder mehr Verbindungen vorhanden, die das gleiche Ion enthalten, so wird die Löslichkeit beider vermindert; enthalten die Verbindungen kein gemeinsames Ion, so wird ihre Löslichkeit erhöht. Die Erfahrung lehrt, daß gleicher Ionengehalt die Löslichkeiten schon bei geringen Mengen stark vermindern kann und hierdurch zur Ausscheidung von Körpern führen kann, auch wenn die Löslichkeitsgrenze für reines Wasser noch lange nicht erreicht ist. Erhöhung der Löslichkeiten durch Verbindungen, die kein Ion gemeinsam haben, ist zumeist nicht beträchtlich; treten tatsächlich starke Beeinflussungen hervor, so beruhen sie zumeist auf Bildung von Doppelsalzen (z. B. Gips in den Lösungen von Salzböden). Es ist verständlich, daß Löslichkeitsbeeinflussungen zumeist an schwer löslichen Salzen bemerkbar werden und bereits geringe Herabsetzung der Löslichkeit zur Ausscheidung aus den Lösungen führen. Ändern sich die Gleichgewichte im System durch eine nach einer Richtung fortschreitende Reaktion, zumal bei Anwesenheit eines als Bodenkörper vorhandenen Stoffes, so kann auch bei gleichbleibenden Wassermengen weitgehende Stoffumwandlung herbeigeführt werden.

Basenaustausch. Zahlreiche wasserhaltige, Aluminium und andere Metalle enthaltende Silikate zeigen, mit Salzlösungen behandelt, Austausch der in der Lösung befindlichen mit den im Silikat vorhandenen Metallen. Die Austauschvorgänge sind eine Ionenreaktion und erfolgen nach äquivalenten Verhältnissen bis ein dynamisches Gleichgewicht erreicht wird, welches in erster Reihe vom Ionenverhältnis in den einwirkenden Lösungen abhängig ist. Auf die Zusammensetzung des Endkörpers ist die Konzentration der Lösung von geringem Einfluß. Wie alle Ionenreaktionen, verläuft der Basenaustausch schnell, so daß in sehr kurzer Zeit der Austausch beendet ist, sofern nicht die physikalische Beschaffenheit des Silikats die Erreichung des Gleichgewichtsstandes erschwert. Träger des Basenaustausches in der Natur sind vorwiegend amorphe Körper kolloider Größenordnungen; jedoch zeigen auch kristallisierte Mineralien wie die Zeolithe starkes Austauschvermögen.

Die Theorie der Basenaustauschvorgänge ist noch nicht geklärt, selbst die Frage, ob physikalische Adsorptionen oder echte chemische Umsetzungen vorliegen, harrt noch der endgültigen Entscheidung. Für beide Auffassungen lassen sich gewichtige Gründe vorbringen, jedoch spricht das Gesamtverhalten der Umsetzungen mehr zugunsten der chemischen Auffassung.

Großen Einfluß auf die Austauschvorgänge hat die physikalische Beschaffenheit, den stark austauschenden Silikaten ist feinporiger Bau zuzuschreiben. Er läßt sich bei den künstlich hergestellten Permutiten unmittelbar nachweisen (bis 30 und mehr Prozent Porenvolumen sind gefunden), ergibt sich aber auch aus dem Verhalten der Zeolithe gegen Wasser und aus dem Verhalten verwitterter Mineralien. Bei der Baueritisierung der Glimmer werden Alkalien und Erdmetalle mehr oder weniger weggeführt, während das Gerüst der Glimmer erhalten bleibt. Der Vorgang kann nur unter Raumverminderung statt haben, und da das Gerüst unverändert bleibt, kann dies nur durch poröse Struktur des Rückstandes erreicht werden. Die meisten Silikate verlieren bei ihrer Verwitterung den Zusammenhang und nehmen erdige Beschaffenheit an. Es liegt aber nahe, auch in diesen Fällen an teilweise Erhaltung des ursprünglichen Gerüstes und poröse Struktur der Verwitterungsrückstände zu denken. Hiermit stimmt das kräftige Austauschvermögen der Tonbestandteile gut zusammen. Basenaustausch der Verwitterungsreste ist infolge der Schnelligkeit seines Verlaufes und der Empfindlichkeit gegen Änderungen in der Ionenzusammensetzung der Lösungen einer der wirksamsten Einflüsse zur Störung der Gleichgewichtsstände in den Erdschichten.

Adsorptionen. Adsorptionen sind Anreicherungen vorher gelöster Stoffe in den Grenzschichten zwischen festen Körpern und Flüssigkeiten. Es sind Oberflächenkräfte, welche die Adsorptionen

bewirken. Die Stärken der Adsorptionen stehen deshalb mit der Größe der Oberfläche in Beziehung; da die spezifische Oberfläche mit Abnahme der Korngröße stark wächst, so erreichen die Adsorptionen meist erst bei kolloiden Größen der Bestandteile meßbare Werte.

Über bei Verwitterungsvorgängen eintretende Adsorptionen ist wenig bekannt. Neutralsalze werden von Silikaten schwach oder überhaupt nicht meßbar adsorbiert, lösliche Hydroxyde sowie hydrolysierte, alkalisch reagierende Salze jedoch stark gebunden. Es ist anzunehmen, daß in vielen Fällen die durch Adsorption festgehaltenen Stoffe allmählich in definierte chemische Verbindungen übergehen, so daß Zersetzung instabiler Verbindungen eingeleitet und beschleunigt und damit die Verwitterung gesteigert wird.

H y d r o l y s i e r t e S a l z e. Die hydrolytisch gespaltenen Salze wirken je nach dem Überwiegen der sauren oder alkalischen Ionen der Lösung wie schwache Säuren oder schwache Alkalien. Für die Verwitterungsvorgänge kommen hauptsächlich die merkbar hydrolytisch gespaltenen Salze des Magnesiums und Ammons mit starken Mineralsäuren als Träger saurer, die Carbonate als Träger alkalischer Einwirkungen in Betracht. Ammonsalze kommen nur sparsam in den Gewässern der Erdschichten vor, treten sie auf, so darf man ihnen starken Einfluß auf den Verlauf der Verwitterung zuschreiben. Magnesiumsalze sind dagegen stets vorhanden und sie werden sich vielleicht als einer der am stärksten verwitternd wirkenden Bestandteile herausstellen. Hierzu kommt die große Fähigkeit des Magnesiums, D o p p e l s a l z e zu bilden.

Doppelsalze scheiden sich einerseits häufig als schwer lösliche Verbindungen ab, anderseits treten sie in den Lösungen auf und bilden dort „Komplexionen"; d. h. die Ionisierung erfolgt nicht durch Zerfall in Metallion und einfach zusammengesetztes Anion (Cl', SO_4'' usw.), sondern das Anion hat komplizierte Zusammensetzung, es enthält häufig Metalle, die dann dem negativ geladenen Anteil der Lösung angehören und sich wie jede Ionenart als Körper mit selbständigen Eigenschaften verhalten und zumal die Löslichkeit der auftretenden Verbindungen zu beeinflussen vermögen.

B e e i n f l u s s u n g d e s V e r w i t t e r u n g s v e r l a u f e s d u r c h d i e W a s s e r m e n g e. Eine Vorstellung von der Beeinflussung des Verlaufes der Verwitterung durch die vorhandene absolute Wassermenge erhält man, wenn man die Grenzfälle, w e n i g u n d u n b e w e g l i c h e s W a s s e r und v i e l u n d b e w e g t e s W a s s e r gegenüberstellt.

Die Grenzfälle entsprechen einerseits den Verhältnissen, wie sie in einem Gestein, welches nur von Bergfeuchtigkeit durchtränkt ist und anderseits unter Einfluß einer Quelle mit salzarmem Wasser herrschen.

Die Gleichgewichte im bergfeuchten Gestein sind sehr stabil. Menge des Wassers und Temperatur bleiben praktisch konstant. Ausgleich der Salzlösungen im Gestein kann nur durch Diffusion erfolgen. Es fehlen jedoch die Voraussetzungen, daß die Diffusion nennenswerte Wirkungen ausübt. Bei gleichartig zusammengesetzten Gesteinen ist anzunehmen, daß auch die Salzlösung der Bergfeuchtigkeit recht gleichmäßige Zusammensetzung und Konzentration hat, es fehlt daher das osmotische Gefälle, welches die Voraussetzung der Diffusion ist. Man darf daher für die flüssige Phase der ganzen Gesteinsmasse einheitliche Gleichgewichtszustände annehmen, in denen Änderungen nur nach bestimmten Richtungen auftreten. Molekulare Umlagerungen von unbeständigen in beständige Verbindungen ohne nennenswerten Wechsel in der prozentischen Zusammensetzung sowie Bildung wasserhaltiger Verbindungen aus wasserfreien werden vorherrschen. Die Umsetzungen verlaufen langsam und können ausgedehnte Gesteinsmassen gleichmäßig betreffen. Man stelle sich folgendes System vor: Aus wasserfreiem Silikat werde durch Hydrolyse ein basisches Hydroxyd abgespalten. Das Hydroxyd verbinde sich mit den übrigen Spaltungsprodukten zu einem wasserhaltigen, schwer löslichen Silikat. Das Hydroxyd scheidet dadurch aus dem System aus und das Wasser kann wiederum aus dem ursprünglich vorhandenen Minerale durch nun wieder möglich gewordenen hydrolytischen Angriff erneut Hydroxyd bilden. Der Vorgang wird nicht früher enden, als das gesamte, zuerst vorhandene Mineral in das zweite übergeführt ist. Auf diesem Wege genügt eine geringe Wassermenge, das Gestein in seiner ganzen Masse umzuwandeln.

Derartige Erscheinungen sind an Tiefengesteinen vielfach bekannt, sie können durch einfache Mittel erreicht sein und trotzdem durch ihre Massenhaftigkeit den Eindruck außerordentlicher Einwirkungen hervorrufen.

Bezeichnend für die Tiefenverwitterung sind daher molekulare Umlagerungen ohne wesentliche Änderung der Zusammensetzung; Bildung wasserhaltiger Verbindungen (Hydratisierung); Abscheidung schwer löslicher Verbindungen; für diese Form der Verwitterung ist die Einheitlichkeit der Umwandlungen, welche die Gesteine erleiden, charakteristisch.

Unter dem Einfluß von beweglichem, salzarmem Wasser erfolgen fortgesetzt Störungen der Gleichgewichte unter Wegfuhr der durch Verwitterung löslich gewordenen Mineralbestandteile, so daß zuletzt sehr schwer lösliche oder schwer angreifbare Körper übrig bleiben, wie z. B. Kaolinit und Quarz unter Einwirkung heißer vulkanischer, salzarmer Quellen. Die Ergebnisse dieser Verwitterungsform sind stark ausgewaschene, weitgehend zersetzte und an löslichen Bestandteilen erschöpfte Gesteinsreste;

vielfach fehlt Luftsauerstoff im Auswaschbezirke, so daß auch vorkommende Eisenoxydulverbindungen gelöst und abgeführt werden können.

In der Natur finden sich alle Übergänge zwischen den behandelten Grenzfällen und zugleich macht sich die Wirkung der Salze in den fließenden Gewässern geltend, deren Zusammensetzung und Konzentration in weiten Grenzen schwankt und deren wechselnde Gleichgewichte zu der großen Mannigfaltigkeit der Verwitterungsreste führen, welche den Verlauf der Oberflächenverwitterung charakterisiert. Vom Grade der Löslichkeit, der Kristallisationsfähigkeit der einzelnen Stoffe und anderseits von der Zeitdauer, die zur Verfügung steht, hängt es ab, welche Form die Verwitterungsreste annehmen. Rasch fortschreitende Verwitterung bei niederer Temperatur begünstigt die amorphe, langsam fortschreitende Verwitterung und höhere Temperatur begünstigen kristalline Form der Verwitterungsprodukte. Amorphe Abscheidungen verbleiben vielfach in kolloider Größenordnung, sie bilden meist Gele, welche sich den übrigen Verwitterungsresten beimischen oder sich konkretionär zusammenlagern. Die Oberflächenverwitterung schreitet vergleichsweise rasch voran, fortgesetzte Störungen der Gleichgewichte führen zur Bildung mannigfaltiger Verbindungen, die jedoch nur geringe Möglichkeit haben, zu kristallisieren oder sich sonst in mehr oder weniger reinem Zustande auszuscheiden. Dies führt zum Vorherrschen amorpher, vielfach in kolloider Form vorhandener Stoffe, die meist undefinierbare Gelgemische bilden, deren Einzelstoffe abzuscheiden und zu bestimmen der heutigen Mineralchemie meist unüberwindbare Schwierigkeiten bietet.

Organische und biologische Verwitterung. In den obersten Erdschichten, soweit sie von lebenden Pflanzen bewohnt sind oder deren abgestorbene, humose Reste zur Wirkung kommen, tritt ein neues, die Verwitterungsvorgänge beeinflussendes Moment hinzu. Die Einzelwirkungen sind noch kaum bekannt. Am bemerkbarsten ist Verminderung oder Verschwinden des Luftsauerstoffes in den tieferen Schichten. Die organischen Bestandteile können reduzierend wirken, Eisenoxyd in Oxydul überführen und vorhandene Eisen- und Manganoxydulverbindungen stabilisieren.

Der Einfluß der lebenden Pflanzen für die Verwitterungsvorgänge der Oberschicht der Erde wird noch viel zu wenig gewürdigt. Der Wasserverbrauch der höheren Pflanzen führt zu Wasserströmungen im Boden, Aufnahme von Nährstoffen fortgesetzt zu Störungen der Gleichgewichte; höhere wie niedere Pflanzen, besonders Bakterien, vermögen die Bodenreaktion selbständig zu verändern. Es ist anzunehmen, daß die Zukunft die „biologische“ Verwitterung viel höher bewerten wird als es jetzt geschieht.

Zusammenfassung.

1. Als Verwitterung bezeichnet man alle Vorgänge, welche unter abweichenden Verhältnissen gebildete Gesteine in Verbindungen überführen, die unter dem Einfluß der Atmosphärilien, bei herrschenden Drucken und Temperaturen am beständigsten (stabilsten) sind.

2. Der Verlauf der Verwitterung hängt von den in jedem Fall auftretenden chemischen Gleichgewichten ab.

3. Die Verwitterung erfolgt durch Wasser, Kohlensäure, Salze.

4. Die Wirkungen des Wassers (Hydrolyse) und der Kohlensäure (Säurewirkung) sind beim ersten chemischen Angriff auf die Silikate verschieden, führen jedoch beide zum Auftreten von Hydroxylionen. Hydroxyl ist als Hauptträger der Silikatzersetzung zu betrachten.

5. Die im Gestein vorhandenen Flüssigkeiten sind Salzlösungen verschiedener Zusammensetzung und Konzentration. Zwischen Gestein (feste Phasen) und Salzlösungen (flüssige Phase) treten Gleichgewichte auf, die bei ruhendem Wasser wenig veränderlich sind, bei bewegtem (fließenden) Wasser durch Zufuhr und Abfuhr gelöster Salze fortwährend gestört werden; hierdurch wird die Verwitterung beschleunigt. Der stärkste Wechsel herrscht nahe der Oberfläche, daher nimmt die Verwitterung von der Erdoberfläche nach der Tiefe ab.

Mitteil. der bodenkundl. Abt. der bayrischen forstl. Versuchsanstalt und Forschungsanstalt für Bodenkunde. Okt. 1920.

Neue Kreidefaunen aus Südamerika.

(Vorläufige Mitteilung.)

Von **C. H. Fritzsche**, z. Zt. in Santiago de Chile.

Der Arbeit liegt Material zugrunde, das Herr Prof. Steinmann auf seinen drei Expeditionen nach Südamerika in den Jahren 1883, 1903 und 1908 gesammelt hat. Es umfaßt:

1. eine Fauna aus der Pucaformation Boliviens und Argentiniens,
2. eine Fauna aus der Barrême-Stufe Nord-Perús,
3. eine Schwamm- und Korallenfauna aus dem Neocom Chiles,
4. Rudisten aus Nord-Chile und Perú,
5. Cephalopoden aus Columbien (U.-Turon und U.-Senon).

Die Ergebnisse der Untersuchungen, die Ende 1917 abgeschlossen wurden, seien im folgenden kurz mitgeteilt[1]:

[1] Die Arbeit selbst wird in den Beil.-Bd. d. N. Jb. f. Min. etc. erscheinen

1. Die Pucaformation Boliviens und Argentiniens besteht zum größten Teil aus einer mächtigen Serie fossilarmer roter Sandsteine, die großen Teilen des bolivianischen Hochplateaus und Nordost-Argentiniens ihr Gepräge geben: Ihrer Mitte sind kalkreiche fossilführende Ablagerungen eingeschaltet. Diesen entstammen die zur Bearbeitung vorgelegenen Fossilien.

Ein charakteristischer Zug der Fauna ist die gelegentliche Vergesellschaftung rein mariner Formen mit solchen des Brack- und Süßwassers. Sie setzt sich aus Funden von folgenden 10 Punkten zusammen, die von S nach N aufeinander folgen:

1. Arroyo de la Brea, Garrapatal, Prov. Jujuy (Nord-Argentinien). Bituminöse, z. T. oolithische und Foraminiferen-führende Kalke von hell-dunkelgrauer, graugrüner und rötlicher Farbe mit zahlreichen Resten von Teleostiern.

2. Tres Cruces, 30 km nw. Negra muerta (Argentinien), ca. 160 km westl. von Oran. Dichte dunkelgraue Kalke mit verkieselten Brack- und Süßwasserfossilien:

Melanoides bicarinata n. sp. var. *grandis*
Cerithium polygyricum n. sp.
Chara elliptica n. sp.
— *ovalis* n. sp.

3. Esquina blanca, ca. 15 km sw. Negra muerta (Argentinien). Petrographisch ähnliche Ablagerungen wie bei Tres Cruces mit verkieselter *Melanoides bicarinata* n. sp.

4. Yavi, Prov. Jujuy (Nordost-Argentinien), ca. 90 km nördl. Negra muerta. Hellrote bis violettrote Kieseloolithe und Quarzite mit Cyrenen und einzelnen Bänken, die vollständig aus Steinkernen kleiner Valvaten und einiger anderer Gastropoden (*Lymnaeus?*, *Paludina?*) bestehen. Es wurden bestimmt:

Valvata Yaviana n. sp.
— *Satira* n. sp.
Cyrena sp. aff. *Zimmermanni* Dkr.

5. Cuesta Rupasca bei Tojo (ca. 160 km südl. Comon). In graugelben Mergeln sehr zahlreich eine flachgedrückte *Natica* oder *Ampullaria (?)*.

6. Chiriguanani bei Huanchaca (Bolivien). Rote Sandsteine mit einem Bonebed zahlreicher, nicht näher bestimmbarer Reste von Knochenfischen und Ganoideen (?).

7. Lechugillas bei Sucre. Ein gelblich-roter, etwas sandiger Kalkstein mit Resten von Teleostiern und zahlreichen mit Schale erhaltener Cyrenen und Gastropoden, welche einer gleichen Fauna angehören wie bei Comon.

Pleurotoma comonensis n. sp.
— *globosa* n. sp.
Cyrena sp. ex aff. *renulina* Dkr.

8. Comon, SO Potosí. Feinkörnige Sandsteine und Quarzite von dunkel- und hellroter bis weißlicher Farbe. Sie sind erfüllt von Steinkernen und Abdrücken von Gastropoden und Zweischalern, die sich meist als rotbraune Flecken vom helleren Untergrunde des Sandsteines abheben. Es wurden folgende Formen bestimmt:

Pleurotoma comonensis n. sp.
— *globosa* n. sp.
Paludina cf. *fluviorum* Sow.
Cyrena sp. aff. *Zimmermanni* Dkr.
Cyrena sp. ex aff. *nuculaeformis* A. Roem.
— sp. ex aff. *dorsata* Dkr.

9. Miraflores, nordw. Potosí. Während der Kalkgehalt bei Lechugillas nur in einzelnen Bänken und untergeordnet sich vorfindet, besteht die Pucaformation bei Potosí aus mächtigen, größtenteils graublauen Kalken, welche der mittleren Abteilung des Pucasandsteins angehören und z. T. rein marine Reste enthalten:

Pseudodiadema rotulare Dés.
Holectypus sp.
Lima cf. *galloprovincialis* Math.
Nerinea sp.

Einzelne Bänke gelber und blaugrauer Kalke bestehen z. T. fast nur aus Schnecken- und Muschelschalen. Sie enthalten:

Hadraxon bolivianus n. sp.
Cerithium pucaense n. sp.
— *miraflorense* n. sp.
Planorbis boliviensis n. sp.
Cyrena cf. *exarata* Dkr.

Wieder andere Lagen von hell- und dunkelroten Kalken setzten sich zusammen aus Valvaten, Cypridinen und Cyrenen:

Valvata humilis n. sp.
Cyrena aff. *Zimmermanni* Dkr.
Cypridea sp.

10. Yaco (Oberlauf des Rio Luribay), zwischen Oruro und La Paz. Rote dichte Sandsteine, in denen als Abdruck *Nerinea undolatocostata* n. sp. gefunden wurde.

Die Untersuchung der genannten Fossilien zeigte, daß die frühere Vermutung von einem permischen oder triadischen Alter der Pucaformation unzutreffend war. Sie bestätigt vielmehr die schon von Steinmann nach einer vorläufigen Durchsicht der Formen geäußerte Meinung, daß der Pucaformation cretacisches Alter zuzuschreiben ist: die Formen lassen nicht nur auf ein cretacisches, sondern auf ein untercretacisches, wahrscheinlich Barrême-Alter des mittleren fossilführenden Teils der Formation schließen.

Schon das Vorkommen von *Pleurotoma*, der Valvaten und Planorben läßt ein höheres Alter als Oberjura so gut wie unmöglich erscheinen. Andere Formen, wie *Hadraxon* und *Melanoides* werden erst in der obersten Kreide oder im Tertiär häufiger und

machen somit ein geringeres Alter als Jura zum mindesten wahrscheinlich. Eine genauere Festsetzung des Alters erlaubt erst das in den Kalken von Miraflores bei Potosí häufigo *Pseudodiadema rotulare* Désor. Auch *Lima* cf. *galloprovincialis* kann, wenn auch erst in 2. Linie zur Altersbestimmung herangezogen werden.

Ein Vergleich mit den stratigraphischen Verhältnissen der Unterkreide Perús und Columbiens läßt ebenfalls Schlüsse zu, die einer Altersfestsetzung dieser bolivianischen und argentinischen Ablagerungen nützlich sind:

In Perú schalten sich zwischen Barrême und Valengin kohleführende Sandsteine. Die ersten marinen Schichten über diesen Sandsteinen sind der Barrême-Stufe angehörende Kalke, die eine gewaltige Transgression bedeuten. Auch in Columbien beginnt über liegenden kohleführenden Sandsteinen die erste marine Schichtenfolge mit Barrême-Kalken. Es ist wahrscheinlich, daß diese in Perú und Columbien festgestellte Barrême-Transgression auch Argentinien und Bolivien ergriffen hat, doch hier nur mangelhaft war und sich nicht in rein marinen Ablagerungen äußerte, sondern in der Bildung des fossilführenden, kalkreichen mittleren Teils der Pucaformation.

Welches Alter die liegenden und hangenden Sandsteine besitzen, läßt sich nicht ohne weiteres bestimmen. Es ist jedoch wahrscheinlich, daß die liegenden Sandsteine Boliviens und Argentiniens den kohleführenden Sandsteinen Perús entsprechen, während es unbestimmt bleiben muß, ob und inwieweit die hangenden Pucasandsteine höheren Teilen der Kreideformation entsprechen.

2. Von besonderem Interesse im Hinblick auf die Fauna der Pucaformation ist es, daß aus Perú eine ungefähr gleichaltrige Fauna vorliegt, die ebenfalls eine Mischung von Süß- und Brackwasser- mit rein marinen Formen darstellt, und zwar findet diese Vergesellschaftung statt in Schichten, die dem Alter nach genauer und sicherer festgelegt sind als in Bolivien und Argentinien: Das Liegende wird hier von zweifellosem Neocom (Kohlesandstein) und das Hangende von typischem Aptien gebildet.

Nach den Fundorten verteilen sich die festgestellten Arten wie folgt:

1. Quebrada de Baños, nördl. Huaraz, Santatal, Nord-Perú:

Trigonia flexicostata n. sp.
— *inca* n. sp.
Rostellaria sp.

2. Uchpacota, nördl. Baños de Huaraz (Santatal):

Cyrena huarazensis n. sp.
— cf. *Brongniarti* Dkr.
Testudinata sp.

3. Carhuaz (Santatal):

Pseudoglauconia (subgen. nov.) *strombiformis* Schloth.
Pseudoglauconia sp.
Hydrobia sp.
Turbo santavallensis n. sp.
Natica sp.
Coelodus sp.

4. Huaylas, ca. 90 km nw. Huaraz (Santatal):
Acteon cf. *marginata* d'Orb.

5. Huanzalar bei Huallanca:
Pseudoglauconia cf. *Studeri* Vil.

6. Cerro di Algamarca bei Cajabamba:
Pseudoglauconia cf. *Studeri* Vil.

3. Die Schwamm- und Korallenfauna aus Chile gehört dem Neocom an und stammt aus den gleichen Schichten, aus denen Paulcke 1903 eine Molluskenfauna mit *Crioceras Duvali* Lév. beschrieben hat (Paulcke, Über die Kreideformation in Südamerika. N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XVII).

Die Formen verteilen sich auf 2 Fundpunkte:

1. Potrero Seco (Cordilliere von Copiapó):

Peronidella Cotteaui E. de From.
Raphidonema maeandrina n. sp.
Raphidonema sp.
Mesenteripora sp.
Melicertites sp.

2. Molle-Alto bei Chañareillo (Cord. von Copiapó):

Cyathophora Steinmanni n. sp.
Astrocoenia minima E. de From.
Astrocoenia hexamera n. sp.
Isastrea cf. *Eturbensis* E. de From.

In *Peronidella Cotteaui* E. de From. und *Astrocoenia minima* E. de From. liegen direkte Beziehungen zur mediterranen Mittel-Neocomfauna vor.

4. Die aus Chile und Perú vorliegenden Rudisten erwiesen sich als

Agria Blumenbachi St. [1] und
Requienia ammonia Goldf. [2]

Beide erfüllen in großer Menge Bänke klotzigen Kalkes, aus denen sie nur schwer zu gewinnen sind. Gesteinscharakter und Art des Auftretens ist somit ganz ähnlich wie bei den zahlreichen europäischen Vorkommen der Urgonfazies, zu der auch diese Kalke Nord-Perús und Nord-Chiles zu rechnen sind. Damit ist das Urgon in der Form rudistenführender Kalke von Deutsch-Ostafrika und Persien über Europa bis zur chilenischen Cordillere nachgewiesen.

---

[1] Fundorte: in Perú: Matash bei Huallanca; Acopampa bei Huaraz; in Chile: Potrero seco im Tal von Copiapó; zwischen Arqueros und Rodaito und Paso malo bei Arqueros (östl. La Serena).

[2] Fundorte in Perú: Matash und oberhalb Torres bei Huallanca.

5. Cephalopoden aus Columbien.

a) Es liegen einmal 4 Ammoniten vor mit der Fundortsangabe: Rio Negro Dep. Cundinamarca. Sie finden sich in dichten schwarzen Kalken und sind z. T. in Calcit umgewandelt. Der Bitumengehalt der Kalke ist so groß, daß die Kammern der Ammoniten z. T. mit Erdöl erfüllt sind. Die Formen erwiesen sich als ident bezw. verwandt mit wohl bekannten Arten des Unter-Turon von Algier und Tunis.

Pseudotissotia Douvillei Per.
Thomasites cf. *Jordani* var. *laevis* Perv.
— *Rollandi* Thomas et Péron var. *complanata* Perv.
Fagesia Peroni Perv. nov. var. *columbiana*.

Diese letztere Form verdient besondere Beachtung, als ihre Wohnkammerlänge > 1 Umgang beträgt, womit die Angabe Pervinquière's bestätigt wird.

Die Übereinstimmung der columbianischen Arten mit nordafrikanischen birgt keine besondere Überraschung, nachdem Sommermeier für das Albien einen allmählich zunehmenden, Schlagintweit für das Cenoman und Brüggen für das Senon einen lebhaften Austausch zwischen dem südamerikanischen und nordafrikanischen Faunenbezirk nachgewiesen haben.

b) Zwei Ammoniten, die von H. Stille am Westhang des San Louis in dichten gelben, etwas sandigen Kalken gefunden wurden, konnten als

Peroniceras (Gauthiericeras) margae Schlüter und
Prionocyclus guyabanus Steinm.

bestimmt werden.

Das Zusammenvorkommen dieser beiden Arten ist von besonderem Interesse.

Prionocyclus guyabanus St. wurde bereits 1897 von Gerhardt zusammen mit *Pr. mediotuberculatus* Gerh. und *pitalensis* St. vom Rio Guyabano in Columbien beschrieben. Ein sicherer Anhalt für eine genaue Altersfestsetzung der Formen war damals nicht vorhanden. Gerhardt stellte sie ins Albien, hob jedoch bereits hervor, daß sich später ein niedrigeres Alter ergeben könnte.

Durch die Vergesellschaftung von *Prionocyclus guyabanus* St. mit der typischen Coniacien-Form des *Peroniceras margae* Schl. ist ebenso wie für den Horizont am Cerro de San Louis jetzt auch für die Ablagerungen am Rio Guyaba (mit *Prionocyclus guyabanus* und *mediotuberculatus*) ein untersenones Alter erwiesen.

Eine Pliocänfauna von Seran (Molukken).

Von **P. J. Fischer** in Vallendar a. Rh.

(Schluß.)

II. Erhaltungszustand und Bodenständigkeit der Fauna. Faziesverhältnisse der Fufa-Schichten.

Die Erhaltung der Fossilien ist eine für ihre Bestimmung erfreulich gute. Nur wenige zeigen Spuren einer Abrollung; dafür liegen andere Exemplare von Schnecken und Muscheln noch mit mehr oder weniger deutlichen Farbenresten oder gar noch mit vollständiger ursprünglicher Farbenzeichnung vor. Schon deshalb darf man annehmen, daß die Fauna keine sekundäre Verlagerung erfuhr, sondern am Orte ihrer Einbettung selbst lebte. Vom Lande her eingeschwemmt sind offenbar nur drei Gehäuse von *Melania punctata*, einer Bewohnerin kleinerer Flüsse, und eine Schale der heute noch auf den Molukkeninseln lebenden *Helix citrina* Lin. Das rechtfertigt aber zugleich im Hinblick auf die gleich zu besprechenden Faziesverhältnisse die Annahme einer strandnahen Ablagerung und die benachbarte Einmündung eines Flusses, der auch das terrigene Material der Mergelschichten zuführte. Von der unmittelbaren Uferzone müssen *Litorina pintado, Melampus fasciatus* und die dickschaligen Gehäuse von *Ostrea djuvanaënsis* und *O. hyotis* hereingebracht worden sein. Vom offenen Meere hereingespült sind jedenfalls die Vertreter der beschalten Pteropoden.

Die jungneogenen Bildungen in Ost-Seran, zu denen auch unsere Fundstelle gehört, werden von Prof. Wanner als eine im wesentlichen marine Folge von hellolivgrünen Tonen, hellgrünen Mergeln und zumeist grünlichen oder dunklen, miteinander wechsellagernden Sanden und Konglomeraten gekennzeichnet. Die Schlämmproben des Fufa-Aufschlusses sind von hellgrauer Farbe, mit einem Stich ins Grünliche. Bezüglich der Zusammensetzung bemerkt man u. d. M. ein stärkeres Hervortreten der klastischen, zum größeren Teil quarzigen Komponente gegenüber dem organogenen, aus Foraminiferenschälchen und andern Kleinformen und Schalentrümmern gebildeten Anteil.

Die allgemeine Betrachtung der Molluskenfauna führt zur Feststellung einer küstennahen Ablagerung der Flachsee, einer neritischen Fazies. An Hand der biologischen Daten der Challenger- und Siboga-Expedition läßt sich ersehen, daß von den identifizierten rezenten Molluskenarten nur eine kleine Anzahl in einer Tiefe von 50—100 m, der größte Teil aber nur in Tiefen bis zu 50 m lebt. Die Fauna gehört also der von Forbes aller-

dings bloß für die Verhältnisse des Ägäischen Meeres fixierten Korallinenregion an[1].

Eine noch engere Zonenbestimmung kann mittels der Foraminiferen gegeben werden. Unter diesen findet sich nur eine einzige, heute als ausschließliche Tiefseeform bekannte Art, nämlich *Nodosaria lepidula* Schw. (= *Sagrina virgula* Br. pars); aber abgesehen davon, daß sie bislang rezent nur an wenigen Stellen angetroffen wurde, stellt sie auch eine von mehreren verwandten Arten nur schwer abgrenzbare Form dar, so daß ihre Tiefenangaben hier für die Ermittlung der Sedimentationstiefe nur bedingten Wert haben.

Scheidet man die bekannten Planktonformen und die bathymetrischen Kosmopoliten sowie die in der bathyalen Region gleichmäßig verbreiteten Arten aus, so bleibt etwas weniger als die Hälfte aller Spezies, die ohne Ausnahme zu den typischen Seicht- und Flachwasser-, Küsten- und Korallenriff-Formen gehören, und von denen nur einzelne ganz selten auch in größerer Tiefe gefunden wurden. Mit genügender Sicherheit kann so die untere Grenze der Absatztiefe recht genau ermittelt werden; namentlich zufolge von *Rotalia papillosa* (g. 2—53 m), *Pulvinulina berthelotiana* (h. bis 45 m), *Calcarina Spengleri* (ns. fast nur in ger. Tiefe), *C. Defrancii* (h. 27—46 m) und *Operculina complanata* (g. vorn. eine Litoralform), also von Formen, die in den Proben auch nicht selten vorkommen, ist eine Tiefe unter 50 m nicht anzunehmen, wohl aber kann sie noch geringer gewesen sein.

Im besten Einklang damit steht die Angabe von Felix[2], daß er auf Grund der von derselben Lokalität stammenden Korallen eine Absatztiefe von 30—40 m annehmen müsse.

III. Altersbestimmung der Fufa-Schichten.

Die Ermittlung des geologischen Alters der Fufa-Schichten nach paläontologischen Gesichtspunkten gründet sich einmal auf die Bestimmung des Prozentsatzes der in den Ablagerungen gefundenen, noch heute lebenden Spezies; das Ergebnis ist sodann auch zu prüfen an der Verwandtschaft der Fufa-Fauna mit andern schon bekannten ostindischen Tertiärfaunen. Als solche kommen einstweilen nur die bis jetzt beschriebenen neogenen Faunen von Java und Timor in Frage.

---

[1] P. Fischer, Manuel d. Conchyliologie et d. Paléontologie conchyliologique. Paris 1887. p. 184, 127, 768.

[2] J. Felix, Jungtert. u. quart. Anthozoen von Timor. II. Teil. In: Wanner's Paläont. von Timor. Liefg. VIII. p. 27. Stuttgart 1920.

1. Prozentberechnung der rezenten Spezies.

Die Altersbestimmung irgendwelcher Tertiärbildungen nach den Prozentzahlen ihrer noch lebenden Tierarten verträgt bekanntlich keine mathematisch-schablonenhafte Handhabung. Als MARTIN[1] vor vierzig Jahren mit dieser von DESHAYES und LYELL geschaffenen Methode die erste Gliederung des ostindischen Tertiärs in Angriff nahm, ging er von dem Grundsatze aus, daß die für europäisches Tertiär geltenden Zahlenwerte nicht ohne weiteres auf Indien anzuwenden seien. Mit größter Gewissenhaftigkeit zog er all die Faktoren in Betracht, die eine Verschiebung der betreffenden Zahlenwerte bedingen müßten.

Bei der Prozentberechnung und ihrer Bewertung für die Altersbestimmung der seranischen Fossilfauna verfuhr ich nach den bewährten Grundsätzen MARTIN's, bezüglich deren ich hier auf die Schriften dieses Autors verweise[2].

Abgerundet lassen sich nach MARTIN's Untersuchungen auf Grund der javanischen Ergebnisse die Prozentzahlen der noch heute vorkommenden Mollusken-, vornehmlich Gastropodenspezies, folgendermaßen angeben:

für das Pliocän . . . . . 40—55 %,
„ „ Miocän . . . . . 15—35 %[3].

Wie stellt sich nun die Rechnung für die Fufa-Schichten? Insgesamt lieferten sie 167 verschiedene Molluskenformen und zwar 123 Gastropoden, 2 Scaphopoden und 42 Lamellibranchiaten. Nach Sichtung des Materials bleiben 158 sicher bestimmbare Spezies. Darunter befinden sich 74 Vertreter aus der heutigen Fauna, von denen allerdings 11 ausgestorbene Varietäten darstellen; wir haben also 46,8 % noch lebender Arten. Der gefundene Prozentsatz entspricht somit ziemlich genau dem Mittelwert, der nach MARTIN's Untersuchungen für eine indische Pliocänablagerung anzunehmen ist. Da sich die Berechnung auf eine recht ansehnliche Zahl von Spezies gründet, so kann das pliocäne Alter der Fufa-Fauna tatsächlich nicht zweifelhaft sein.

Es ist selbstverständlich, daß die berechneten Zahlen geringer sein müssen als der tatsächliche Prozentsatz rezenter Arten. Die Gründe hierfür liegen in unserer noch mangelhaften Kenntnis der

[1] K. MARTIN, Die Tertiärschichten auf Java nach den Entdeckungen von FR. JUNGHUHN. Leiden 1879/80. p. 22 f. u. Paläontologische Ergebnisse von Tiefbohrungen auf Java. Samml. geol. Reichsmus. Leiden. 1883—87. Bd. III. p. 378 f.

[2] Vgl. z. B. Vorläufiger Bericht über geol. Forschungen auf Java. Ebenda. 1911. Bd. IX. p. 180.

[3] Vgl. u. a.: Eine allgemeinere Betrachtung über das Tertiär auf Java. Geol. Rundsch. 1913. Bd. IV, 3. p. 169.

heutigen Fauna und in den einer sicheren Identifizierung oft entgegenstehenden Schwierigkeiten verschiedener Art. Es sei hier nur auf die leichtere Bestimmbarkeit der Gastropoden gegenüber den Zweischalern hingewiesen. Erstere bieten, wie auch MARTIN betonte, in ihrem komplizierteren Schalenbau und den vielfach charakteristischen Verzierungen zahlreichere und bessere Anhaltspunkte für eine schärfere artliche Trennung oder Vereinigung dar[1].

Von Interesse wird es deshalb sein, die Prozentberechnung für die Schnecken und die Zweischaler auch getrennt durchzuführen. Eine gesonderte Berechnung ist sogar notwendig, um einen exakteren Vergleich der Fufa-Sedimente mit den sicher als Pliocän erkannten Bildungen von Java anstellen zu können, da deren geologisches Alter an Hand des vorerst allein bestimmten Gastropodenmateriales ermittelt wurde. Für die Gastropoden, mit denen auch die Scaphopoden zusammengefaßt sind, stellt sich nun das Verhältnis der ausgestorbenen zu den lebenden Arten wie 58 zu 60; das sind 51 % rezenter Spezies. Vergleicht man dieses Resultat mit den Prozentwerten, die für die typischen Pliocänablagerungen von Sondé (54 %) und der Menengteng-Schlucht[2] (49 %) auf Java gefunden wurden, so ergibt sich eine recht gute Übereinstimmung des Prozentsatzes von Fufa mit dem dieser beiden Pliocänablagerungen auf Java.

Auch die eigens für die Zweischaler ausgeführte Rechnung wird bei der genügend großen Zahl von Arten noch zuverlässigen Wert besitzen. Bestimmbar waren 40 Arten; darunter sind 14 noch heute lebende, mithin 35 %. Absolut genommen führt uns dieser Wert an die Grenze zwischen Jungmiocän und Pliocän; gleichwohl muß auch auf Grund der Zweischaler allein den Fufa-Schichten nicht ein miocänes, sondern ein pliocänes Alter zugesprochen werden. Es gilt nämlich einmal das, was im Vergleich zu den Gastropoden oben über die Identifizierung fossiler Muscheln gesagt wurde; sodann fehlten mir gerade für diese Tierklasse die notwendigen rezenten Vergleichsexemplare, da in den von mir benützten Sammlungen des Löbbecke-Museums in Düsseldorf und des Leidener zoologischen Institutes die Zweischaler im Verhältnis zu den Gastropoden minder zahlreich vertreten waren, oder das vorhandene Material noch der Bearbeitung harrte. Sicherlich hätte mich ein vergleichendes Studium im Britischen Museum, wohin mir allerdings der Weg durch den Krieg versperrt war, die eine oder andere fossile Art noch unter den rezenten finden lassen.

---

[1] K. MARTIN, Die altmiocäne Fauna des West-Progogebirges auf Java. Samml. geol. Reichsmus. Leiden. 1916. Neue Folge. Bd. II. Heft 4. p. 287.

[2] K. MARTIN, Neues über das Tertiär von Java. Samml. geol. Reichsmus. Leiden. Ser. I. 1888—99. Bd. V. p. 36 u. Bd. VI. p. 154.

Eine mindestens ebenso große Bedeutung wie dem mathematischen Exempel ist sodann dem Gesamtcharakter und den Verwandtschaftsbeziehungen der zu bestimmenden Fauna zu andern schon bekannten beizumessen; und da gestalten sich auch für die Muscheln die Verhältnisse zum Pliocän zweifellos günstiger als zum Miocän. Denn von ihnen sind bis jetzt aus dem Pliocän 14, aus dem Jung- und Altmiocän aber nur je 5 Arten mit Sicherheit bekannt. Von den 14 Arten hat das Pliocän allerdings 8, darunter 6 ausgestorbene, mit dem Miocän gemeinsam. Es kommen aber 4 ausgestorbene Spezies bis jetzt ausschließlich dem Pliocän zu, nur eine bleibt auf das Jungmiocän beschränkt; also auch mit Berücksichtigung der Muscheln allein wieder eine ausgesprochene Beziehung der Fufa-Fauna zum Pliocän.

2. Vergleich der Fufa-Fauna mit neogenen Faunen von Java und Timor.

Es soll vorerst nur nach den Altersbeziehungen überhaupt gefragt werden, ohne Beachtung des örtlichen Vorkommens der identifizierten Arten.

Mit alleiniger Berücksichtigung des geologischen Alters verteilen sich die Fossilien wie folgt:

	im Altmiocän	im Jungmiocän	im Pliocän
Nicht ausschließlich . .	18	24 (35)	65
Ausschließlich	0	2	9

Von unsern Fossilien wurden dieser Liste zufolge bis jetzt 65 im Pliocän, 24 im Jung- und 18 im Altmiocän gefunden. Die Zahl für das Jungmiocän ist jedoch auf 35 zu erhöhen, da weitere 11 bis jetzt nur im Altmiocän und Pliocän nachgewiesene Fossilien natürlich auch im Jungmiocän vorkommen müssen. Die 18 altmiocänen Versteinerungen sind für diese Stufe keineswegs bezeichnend, da sämtliche ins Pliocän gehen. Von den 35 anzunehmenden jungmiocänen Resten gehören ebenfalls nicht weniger als 33 auch dem Pliocän an; von den 65 pliocänen Versteinerungen dagegen beginnen 32 erst im Pliocän, und, was von besonderer Bedeutung ist, 8 oder höchstwahrscheinlich 9, sind fossile Arten. Es tritt daher schon bei diesem Vergleich eine solche offensichtliche Beziehung der Fufa-Fauna zur indischen pliocänen Molluskenwelt zutage, daß für unsern Fundort kein anderes als pliocänes Alter angenommen werden dürfte, auch ganz abgesehen vom Prozentsatz seiner noch lebenden Tierformen.

Erst recht aber gewinnen wir ein vollgültiges Urteil über das geologische Alter der Fufa-Sedimente, wenn wir unsere Fauna auf ihre verwandtschaftlichen Beziehungen hin zu jungtertiären Lokalfaunen prüfen, wie sie bereits von Java und Timor vorliegen. Eine solche typische pliocäne Vergleichsfauna ist die von Sondé auf Java, die von Martin untersucht wurde; allerdings liegt, wie gesagt, von diesem Fundort bis jetzt nur die Bearbeitung der Gastropoden vor. Die Liste[1] enthält 125 sicher bestimmte Arten, während von Seran 118 Gastropodenspezies zuverlässig bestimmbar waren. Die Verhältnisse für einen Vergleich der beiden Schneckenfaunen liegen also hier sehr günstig; brächte man beiderseits die offenbar eingeschwemmten Melanien zum Abzug, so ständen sogar 116 Sondé-Gastropoden 117 von der Fufa gegenüber. Gemeinsam nun sind den beiden Fundorten 28 Arten; 23,6 % aller Gastropodenarten unseres Fundortes finden sich also auch unter den pliocänen Versteinerungen von Sondé, gewiß eine recht gute faunistische Übereinstimmung, wenn man bedenkt, daß auf eine Entfernung von 1200 km hin der Faunencharakter und die Häufigkeit der einen oder andern Art auch innerhalb derselben größeren Tierprovinz sich mehr oder weniger ändern wird, ganz abgesehen von Faziesunterschieden.

Wählen wir jetzt dem gegenüber zum Vergleich die javanische jungmiocäne Fauna der Njalindung- und Tjilanang-Schichten: die Zahl der aus diesem ganzen jungmiocänen Schichtenkomplex bestimmten Gastropoden beläuft sich auf 117. Es ist dies wieder fast genau die Gesamtzahl der Fufa-Gastropoden. Beiden Faunen gemeinsam sind aber diesmal nur 5 Arten, und darunter sind noch 4 Vertreter vom Genus *Natica*, das ohnehin nur geringen Formenwert besitzt. Von einer verwandtschaftlichen Beziehung der Fufa-Fauna zur genannten jungmiocänen von Java kann man somit kaum noch sprechen.

Von Timor sind seit langem Fossilaufsammlungen aus der Landschaft Fialarang bekannt, die wohl zu einer einheitlichen pliocänen Fauna gehören. Überliefert sind 42 Arten von Schnecken und Muscheln; 9 davon finden sich auch in unserer Fauna wieder. Der Anteil identischer Arten beider Fundorte weist somit einen ähnlichen Grad der Verwandtschaft auf wie Sondé- und Fufa-Faunen.

Pliocän ist neuerdings in Niederländisch-Timor an zahlreichen Punkten durch Fossilaufsammlungen Molengraaff's und Wanner's festgestellt. Ich greife für unsern Zweck nur die ergiebigsten, von Tesch kurz als M. I, M. IV, M. XI und W. III[2] bezeichnete Fund-

[1] K. Martin, Das Alter der Schichten von Sondé und Trinil auf Java. Kon. Ak. Wetensch. Amsterdam. 1908. Bd. XVIII. p. 9 u. Selenka-Blanckenhorn, Geol. u. paläont. Ergebnisse d. Trinil-Expedition. Leipzig 1911. p. 48.

[2] P. Tesch, Jungtert. u. quart. Mollusken von Timor. I. Teil. In: Wanner's Paläont. von Timor. Liefg. V, 9. p. 10 f.

stellen heraus: M. IV lieferte 51 bestimmbare Arten mit 18 seranischen, M. I und M. XI ergaben je 35 sichere Spezies, darunter 9 bezw. 12 auch in den Fufa-Sedimenten vorkommende. Von den 26 Arten von W. III gehört genau die Hälfte auch der Seran-Kollektion an.

Eine Gleichaltrigkeit der betreffenden Ablagerungen erhellt somit unzweideutig aus dem Vergleich der Fufa-Fauna mit den genannten Lokalfaunen von Java und Timor, und soweit die angeführten Unterlagen genügen, läßt sich auch feststellen, daß die Verwandtschaftsbeziehungen unserer Fauna zu den pliocänen des benachbarteren Timor noch etwas größer sind als zur Pliocänfauna von Java.

Die in den Fufa-Schichten gefundene Foraminiferenfauna bot eine wertvolle Unterlage für die Beurteilung der Fazies; sie verliert aber gegenüber den Mollusken erheblich an Wert für die Altersbestimmung der Sedimente. Es versagt hier die Prozentberechnung. Die Foraminiferen sind in der übergroßen Mehrzahl der Gattungen durch ihre geologische Langlebigkeit ausgezeichnet. Martin möchte diese Eigentümlichkeit großenteils durch eine zu weitgehende Fassung des Artbegriffs seitens mancher Foraminiferenforscher erklären [1]; doch dürfte ein Hauptgrund der sein, daß die Foraminiferen, soweit sie pelagische Meerestiere sind, durch lange geologische Zeiten hindurch konstante Lebensbedingungen fanden, und daß eine Veränderung der äußeren Lebensbedingungen diese niedrigen Lebewesen überhaupt viel weniger beeinflussen mochte als höher organisierte Tiere. So ist es möglich, daß gewisse Foraminiferenarten eine weltweite Verbreitung besitzen, daß sie sowohl in den Tropen wie in hohen Breiten, im Seichtwasser wie in 5000 m Tiefe vorkommen, daß sie endlich nicht selten unverändert vom Eocän bis in die Jetztzeit durchgehen.

Pliocäne Foraminiferenfaunen besitzen deshalb schon ein rezentes Gepräge, wie denn auch die identifizierten Fufa-Formen alle noch heute leben. Solche Faunen sind deshalb für eine Gliederung des jüngeren Tertiärs nur nach der negativen Seite hin brauchbar, indem das Fehlen bestimmter älterer Typen wie der Nummuliten und Orbitoiden (Lepidocyclinen) auf ein postmiocänes Alter hinweist.

So kann auf Grund der Foraminiferen über das Alter der Fufa-Schichten nur so viel ausgesagt werden, daß das Vorkommen von zwei neuen Arten und zwei neuen Varietäten unter 58 bestimmten Formen immerhin auf ein höheres als quartäres Alter hinweist, daß ferner das Fehlen gewisser älterer Typen wie z. B. der Orbitoiden ebenso gegen Miocän spricht, und daß endlich die ganze Zusammenstellung der Fauna sehr wohl den pliocänen Foraminiferenfaunen entspricht, wie sie bereits aus dem Gebiete östlich

[1] K. Martin, Die altmiocäne Fauna des West-Progogebirges auf Java. Samml. geol. Reichsmus. Leiden 1916. Neue Folge. Bd. II. Heft 6. A. p. 287.

vom Archipel, von Neu-Guinea [1], vom Bismarckarchipel [2] und von den Salomonen, ferner von Neu-Seeland [3] sowie von den Nikobaren [4] und von Celebes [5] beschrieben wurden.

IV. Beziehungen der pliocänen Fufa-Molluskenfauna zu den heutigen Tierbezirken.

Wie schon bei der geologischen Altersbestimmung erwähnt wurde, betrug die Fossilausbeute unserer Fundstelle 158 sicher bestimmbare Molluskenspezies. Darunter befinden sich 74 noch heute vorkommende Arten; 84 also sind fossil, und nicht weniger als 60 davon sind neu, und zwar 45 [6] Schnecken und 15 Muscheln. Die bis in die Jetztzeit durchgehenden Molluskenspezies und die den neuen Arten verwandten Formen gehören alle der großen indopazifischen Tierprovinz an, bis auf eine, *Metula Hindsii*, die mir heute nur aus dem Moskito-Golf (Zentralamerika) bekannt ist.

Die Zugehörigkeit zu dieser Meeresprovinz war für unsere Fauna von vornherein zu erwarten wegen ihrer Verwandtschaft mit den Pliocänfaunen von Java und Timor, und weil nach Martin's Untersuchungen die indopazifische Provinz bereits im Miocän sich von Java ostwärts bis über die Philippinen nach Japan und bis nach Neu-Kaledonien, westwärts nach Vorderindien und Ostafrika ausdehnte.

Besteht nun auch eine gute faunistische Übereinstimmung zwischen der Fufa-Fauna und denen von Java und Timor, so ist doch anderseits die große Zahl der neuen Arten sehr bemerkenswert; denn die zum Vergleich herangezogenen Pliocänfaunen von Java und Timor sind schon ziemlich gut bekannt, und durchgreifende Faziesunterschiede bestehen nicht. Auch steht zwar die Bearbeitung der Muscheln aus der javanischen Pliocänfauna noch aus und es enthält ferner die Fufa-Liste zahlreiche Kleinformen,

---

[1] L. Rutten, Foraminiferenführende Gesteine von Neu-Guinea. In: Nova-Guinea. Leiden 1914. Bd. VI. Geologie, Liefg. 2.

[2] R. J. Schubert, Die fossilen Foraminiferen des Bismarckarchipels und einiger angrenzender Inseln. Abh. k. k. geol. Reichsanst. Wien 1911. Bd. XX. Heft 4.

[3] G. Stache, Die Foraminiferen des Whaingaro-Hafens (Provinz Auckland). Paläont. von Neu-Seeland. In: Novara-Expedition. Geol. Teil. Bd. I, 2. Wien 1864.

[4] C. Schwager. Fossile Foraminiferen von Kar Nikobar. In: Reise d. Novara um die Erde i. d. J. 1857—59. Geol. Teil. Bd. II. Wien 1866.

[5] J. Wanner. Beiträge zur Geologie des Ostarms der Insel Celebes. N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XXIX. 1910.

[6] *Cylichna Teschi*, identisch mit Tesch's *Cylichna* sp., wird als neue Art geführt, *Cavolinia moluccana* dagegen als unsicher bestimmte Spezies unter den „n. sp.“ nicht mitgezählt.

die vielleicht bei andern Faunenbeschreibungen nicht genügend berücksichtigt wurden. Immerhin scheint mir für Seran die Zahl der autochthonen Formen gegen Erwarten groß. Vielleicht ist diese auffallende Tatsache durch die Annahme zu erklären, daß Seran mit dem Molukkengebiet und möglicherweise mit Neu-Guinea zusammen eine Unterprovinz in der indopazifischen Region bildete, ähnlich wie heute die japanische Meeresprovinz.

In zwei gemeinsamen Arten, *Natica marochiensis* und *Ficula reticulata,* zeigt sich auch eine Verwandtschaft zwischen dem indopazifischen Reich und dem Faunengebiet der Antillen.

Ein großes Interesse knüpft sich sodann an die Frage, ob und inwieweit Verwandtschaftsbeziehungen zur europäischen Fauna bestehen.

Unter den 158 bestimmbaren Arten wurden 3 aufgeführt, die auch im Mediterrangebiet vorkommen: *Ficula reticulata* Lam., *Cardita sulcata* Gray und *Solecurtus coarctatus* Gmel. Erstere ist nur fossil, die zweite nur lebend und die dritte fossil und lebend von Europa bekannt. Die Identität der seranischen Stücke von *Ficula reticulata* mit den Versteinerungen dieser Art von Asti und Bordeaux kann ich nicht als zweifellos gesichert erachten. Ähnlich verhält es sich mit *Cardita sulcata* von Seran, die zwar mit einem rezenten Exemplar dieses Namens in der Leidener Sammlung, als dessen Fundort „Indischer Ozean" angegeben ist, vollkommen übereinstimmt, gegenüber den schiefherzförmigen, von Neapel abkünftigen Schalen, wie sie mir im Löbbecke-Museum vorlagen, jedoch durch einen quergestreckten Habitus ausgezeichnet ist. Dieser Formunterschied veranlaßte schon Tesch, ein auf Timor gefundenes Fossil als *C.* cf. *sulcata* [1] anzuführen. Ganz einwandfrei liegt also der Fall auch hier nicht. Sind somit diese beiden Arten etwas unsicherer Natur, so bleibt nur *Solecurtus coarctatus* als ein Fossil übrig, das ich von den europäischen Exemplaren in keinem Merkmal zu unterscheiden vermochte. So führen denn meine Untersuchungen in dieser Hinsicht zu dem gleichen Resultat wie Martin's indische Tertiärforschungen [2]: die Verwandtschaft der seranischen pliocänen Molluskenfauna mit den gleichaltrigen europäischen ist eine äußerst geringe.

---

[1] P. Tesch, Jungtert. u. quart. Mollusken von Timor. II Teil. In: Wanner's Paläont. von Timor. Liefg. VIII, 14. Taf. (21) Fig. 265.

[2] K. Martin, Wann löste sich das Gebiet des Ind. Arch. von der Tethys? Samml. geol. Reichsmus. Leiden 1914. Ser. I. Bd. IX.

Besprechungen.

Paul Groth: Elemente der physikalischen und chemischen Krystallographie. 8°. 363 p. Mit 4 Taf., 962 Textfig. u. 25 Stereoskopbildern. Verlag von R. Oldenbourg. München 1921. Ladenpreis 90 Mk.

Verf. der „Physikalischen Krystallographie“ und der fünfbändigen „Chemischen Krystallographie“ überrascht und erfreut die wissenschaftliche Welt nach glücklicher Vollendung dieses großen Lebenswerkes durch ein neues Lehrbuch, in dem er seine langjährigen Erfahrungen als führender Lehrer und Forscher, mit der Frische eines Jünglings in knapper und klarer Fassung ausgearbeitet, niedergelegt hat. Nicht zuletzt wegen dieser Eigenschaft ist das Werk schlechthin meisterhaft.

In dem allgemeinen Teil der „Physikalischen Krystallographie“ werden die physikalischen Eigenschaften, die Struktur und die geometrischen Verhältnisse der Kristalle behandelt, in dem speziellen Teil die Systeme; in der „Chemischen Krystallographie“ wird die chemische und kristallographische Symmetrie, die kristallochemische Verwandtschaft (Morphotropie, Isomorphie) und die Polymorphie besprochen. Ein Anhang bringt Anleitung zur Kristallbestimmung mit Hilfe des Mikroskopes, Refraktometers, Konoskops und Goniometers.

Schon in der letzten Auflage der „Physikalischen Krystallographie“ war die Strukturtheorie in den Vordergrund der Betrachtungen gestellt worden, damals noch reine Theorie, heute durch die an v. Laue's Arbeiten sich anschließenden Untersuchungen experimentell bestätigt; so werden die Strukturtheorien auch hier ihrer Bedeutung entsprechend behandelt, und aus der Struktur wird die Aufstellung der Kristalle und ihr Achsensystem abgeleitet. Hieraus ergibt sich für die Kristalle des trigonalen Systems ein zweifach verschiedenes Achsensystem; für die mit rhomboedrischer Struktur als Achsen die drei den Kanten des Rhomboeders parallelen Richtungen ohne Hauptachse, von denen also auch keine mit der optischen Achse zusammenfällt; für die andern, ebenfalls trigonalen, aber ein solches mit dreizähliger Hauptachse und drei Nebenachsen, dem hexagonalen Raumgitter entsprechend. Im Zweifelsfall wird die Bezeichnung bevorzugt, durch welche die häufigen Formen ihre einfachsten Symbole erhalten. — Die Mehrzahl der Stereoskopbilder (21) dient zur Veranschaulichung der Kristallstrukturen.

In dem speziellen Teil der „Physikalischen Krystallographie“ werden für jede Klasse Beispiele angeführt, so zahlreich, wie es

eben nur dem Verf. der großen „Chemischen Krystallographie" möglich ist; hier findet auch der Chemiker außerordentlich reiches Material, indem dieser Teil die wesentlichen Eigenschaften aller wichtigeren kristallisierten Stoffe enthält. Als optisch aktiv werden hierin nur die Substanzen bezeichnet, die in Lösung die Ebene des polarisierten Lichtes drehen; so gehört Natriumchlorat zu den optisch inaktiven Substanzen mit Drehungsvermögen der Kristalle. Über die Zuweisung gewisser Mineralien zu einer bestimmten Klasse kann man aus Mangel an unzweideutigen Beweisen noch verschiedener Ansicht sein. Schwefel wird zur disphenoidischen (hemiedrischen) Klasse, die Mineralien der Aragonitgruppe zur pyramidalen (hemimorphen) Klasse des rhombischen Systems gestellt; Steinsalz zur pentagonikositetraedrischen, Diamant aber zur hexakisoktaedrischen Klasse gerechnet.

In dem Abschnitt der „Chemischen Krystallographie" werden die Verhältnisse der Morphotropie, von der Isomorphie ein Spezialfall ist, sehr ausführlich besprochen und durch zahlreiche Beispiele belegt; ebenso die der Polymorphie. Von dieser wird Polysymmetrie, u. a. vertreten durch den triklinen und den monoklinen Kalifeldspat, scharf unterschieden; solche Körper treten nur scheinbar in verschiedenen Formen auf, tatsächlich besteht die höher symmetrische aus Zwillingslamellen von niederer Symmetrie; sie haben auch keinen Umwandlungspunkt.

Die Abbildungen auf den beiden Schwarzdrucktafeln sind dem Werk von Hauswaldt entnommen und stellen (verkleinert) die Interferenzbilder im konvergenten polarisierten Licht dar; die beiden farbigen Tafeln bringen die aus des Verf.'s Physikal. Kristallographie bekannten Interferenzbilder. Die Ausstattung des Werkes ist in jeder Hinsicht gut; der Preis muß mit Rücksicht hierauf und in Anbetracht der heutigen Verhältnisse als sehr mäßig bezeichnet werden. **R. Brauns.**

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

„Hemimorphe“ Eiskristalle.

Von **E. Stecher** in Chemnitz.

Unter obigem Titel veröffentlichte ich in dies. Centralbl. 1914 No. 15 eine kleine Mitteilung über einen von mir beobachteten reichen Fall sechsseitiger Eispyramiden von etwa ½ cm Höhe. Bei der Seltenheit der Beobachtung und Beschreibung solcher Gebilde scheint es mir wichtig, daß ich eine Unvollständigkeit in der Beschreibung meiner damaligen Beobachtung, welche ich bereits in der Sitzung der Naturwissenschaftlichen Gesellschaft in Chemnitz vom 17. X. 19 richtig stellte, auch hier berichtige.

Diese Pyramiden waren nämlich sämtlich hohl!

Erledigt sich dadurch für den vorliegenden Fall die von Mügge in dies. Centralbl. 1918 p. 139 mitgeteilte Vermutung, daß Hagelkugeln in sechsseitige Sektoren zersprungen sein könnten, so bestätigt sich andererseits die auf der folgenden Seite von ihm geäußerte Deutung dieser hohlen Eispyramiden als Anwachstrichter. Sechsseitige Kristallkeime werden plötzlich die mit Wasser jedenfalls übersättigte Luft beim Niederfallen durchbrochen haben, und. analog der Bildung der Steinsalztrichter an der Oberfläche der Sudpfannen, schossen — im Falle nach unten — sechsseitige Prismentrichter nach oben an. Wie die echten Kochsalzkristalle immer klein, die treppenförmigen Salztrichter aber groß sind, so sind eben auch die sechsseitigen Schneeplättchen immer klein, diese pyramidalen Eistrichter aber als Anwachsformen relativ groß. Mit Hemimorphie hat also diese Erscheinung, wie Mügge (l. c.) betont, nichts zu tun.

Über ein neues Andalusitvorkommen in der Ferwallgruppe (Vorarlberg) und seine regionalgeologische Bedeutung.

Von **H. P. Cornelius.**

Bei Gelegenheit einer Exkursion durch das südliche Vorarlberg in der ersten Septemberhälfte 1920 fand ich in der Nachbarschaft der Reutlinger Hütte (auf der Wildebene, dem Sattel zwischen Pflunspitzen und Eisentalerspitze, der vom Silbertal ins Klostertal hinüberführt [1]) ein bisher in der Literatur nicht erwähntes Vorkommen von Andalusit. Zeitmangel, sowie plötzlich einsetzender heftiger Schneesturm ließen meine Beobachtungen und Aufsammlungen dortselbst nicht die an sich erwünschte Vollständigkeit erreichen. Gleichwohl erscheint mir ein kurzer Bericht darüber nicht unangebracht; vielleicht veranlaßt er den einen oder anderen Fachgenossen zu einer genaueren Untersuchung des in mancher Hinsicht bemerkenswerten Vorkommens. — Das von mir gesammelte Material befindet sich in der Lagerstättensammlung der Mineralogischen Staatssammlung zu München.

Auf dem Gehänge westlich der Reutlinger Hütte stehen in beträchtlicher Ausdehnung dunkle Biotit- bis Zweiglimmerschiefer und -gneise an, im allgemeinen nahe senkrecht gestellt bei O—ONO-Streichen. Im einzelnen sind diese Gesteine recht wechselvoll ausgebildet: grob- oder feingeschiefert, schuppig oder flaserig, häufig lagenweise erfüllt mit rundlichen, in der Richtung der Schieferung gestreckten Feldspäten von mattweißer Farbe; das Mikroskop erweist sie als Albite von meist recht vollkommener Frische. Fast noch häufiger treten rostbraune, schlecht ausgebildete Prismen von Staurolith gleichfalls stets massenweise auf. Meist sind sie nur einige Millimeter lang; auf der Südseite des zur Eisentalerspitze ziehenden Grates fand ich jedoch auch mehrere Zentimeter große Durchkreuzungszwillinge des gleichen Minerals in feinschuppigem Biotitschiefer eingewachsen. Ebendort tritt auch Disthen auf, in lichtblauen, 2—3 cm langen Stengeln. in grobblätterigen biotitreichen Schiefer eingewachsen. Das Mikroskop zeigt auch die gelegentliche Anwesenheit von zahlreichen kleinen, z. T. verhältnismäßig gut ausgebildeten Rhombendodekaedern von Granat. Häufig zeigen sich die genannten Glimmerschiefer gebändert durch einige Zentimeter mächtige helle Lagen von feinkörniger, granit- oder aplitähnlicher Beschaffenheit; doch auch sie erscheinen stets schieferig, infolge der Einstreuung parallel orientierter Glimmerblätter. Sie machen z. T. den Eindruck von

[1] Vgl. die Karte der Ferwallgruppe, 1 : 50000, des D. u. Ö. Alpenvereins, die jedoch in den Einzelheiten sehr wenig genau ist.

Injektionsadern, ohne daß sich bis jetzt etwas Sicheres über ihre Natur sagen ließe.

Die in großartiger Weise von den Gletschern glattgeschliffene, fast restlos ihrer Schuttdecke beraubte Rundhöckerlandschaft um die Reutlinger Hütte gestattet die Verfolgung aller petrographischen Erscheinungen auf Schritt und Tritt in allen Einzelheiten.

An die genannten, ihrer Hauptmasse nach wohl sicher sedimentogenen Glimmerschiefer scheint nun das Auftreten des Andalusits gebunden. Er fehlt vollständig dort, wo sich südlich des zur Eisentalerspitze ziehenden Kammes heller, granitischer Augengneis mehrere 100 m mächtig einschiebt, und stellt sich nördlich davon, gegen die Kammhöhe zu, mit dem Wiederauftreten der Glimmerschiefer ebenfalls von neuem ein. Das Mineral tritt auf in Adern, Knauern und Linsen von meist weißem derbem Quarz. Gewöhnlich sind sie vollständig konkordant dem Glimmerschiefer eingeschaltet; doch beobachtete ich auch solche Adern, die schräg durch die Schieferung hindurchsetzen und sich damit deutlich als jüngere Bildung zu erkennen geben. Normal höchstens wenige Zentimeter mächtig, schwellen diese Gebilde stellenweise auf 10—30 cm an; und diese Verdickungen sind es, die häufig Andalusit führen, während an den schmalen Stellen kein solcher gefunden wurde. Er bildet mehr oder minder gut entwickelte Prismen von heller oder dunkler pfirsichblütenroter Farbe, die mehrere Zentimeter Länge erreichen können. Als Randfläche wurde (110) beobachtet: dazu (001). An den Enden waren jedoch fast alle gefundenen Kristalle abgebrochen. Sie scheinen von den Rändern aus in den Quarz einzudringen: häufig ist ihr unmittelbares Aufsitzen auf den umhüllenden Glimmerschiefer festzustellen.

Randliche Umhüllung durch Muscovit ist sehr verbreitet. Teils bildet er feine Häute und blätterige Überzüge, die sich den Flächen der Andalusitkristalle parallel anschmiegen; teils sitzt er auch in Gestalt schuppiger Aggregate unregelmäßig auf diesen auf. Auch als selbständiges Begleitmineral findet er sich in Nestern und einzelnen Blättern eingewachsen im Quarz. Auf einem der gesammelten Stücke sind auch Aggregate eines dunkelvioletten Minerals zu beobachten, deren sehr schlechte Ausbildung keine Bestimmung zuläßt. Weitere Begleitmineralien wurden nicht gefunden.

Soweit man aus den angeführten Tatsachen auf die Entstehung des Andalusits schließen kann, scheint diese auf hydrothermalem Wege erfolgt zu sein. Mit der Metamorphose der umschließenden Glimmerschiefer steht sie direkt nicht in Zusammenhang; denn die andalusitführenden Quarzmassen sind ja jünger als jene. Anderseits fehlt jeder Hinweis auf Entstehung durch Lateralsekretion — die Biotite etc. des Nebengesteins, die als Tonerdelieferanten für den Andalusit etwa in Frage kämen, erscheinen in unmittelbarer Nachbarschaft der Quarzadern gerade so wenig zer-

setzt wie in weiterer Entfernung. Ebensowenig scheint die Annahme einer rein pneumatolytischen Entstehung begründet, bei dem Mangel jeglicher ausgesprochen pneumatolytischer Begleitmineralien. Wohl aber besteht die Möglichkeit, daß die andalusitführenden Quarzadern Ausläufer darstellen von pegmatitischen Gängen, die bei verhältnismäßig niederer Temperatur in die zuvor — im Zusammenhang mit granitischer Injektion? — umkristallisierten Glimmerschiefer eingedrungen sind [1].

Geologisch gehört das Andalusitvorkommen von der Reutlinger Hütte dem Silvrettamassiv an. In diesem ist es nicht das einzige seiner Art: die analogen Funde aus dem südlichen Teil dieses Massivs, dem Flüela-Scalettagebiet, hat GRAMANN [2] beschrieben; ein weiteres ist von der Heimspitze im oberen Montavon bekannt. Von diesem letzteren besitzt die Münchner Sammlung Stücke, mit welchen die unseren von der Reutlinger Hütte durchaus übereinstimmen. Ebenso gleichen diese in der Hauptsache den gleichfalls in der Münchner Sammlung gut vertretenen Vorkommen von St. Leonhard im Pitztal und dem berühmten von der Lisenser Alpe (beide im Ötztaler Massiv [3]) — wenn man von dem Fehlen der dort mit dem Andalusit zusammen auftretenden Pinite bei der Reutlinger Hütte absieht. Dieser unser Fundort liegt mit den beiden zuvor genannten ungefähr in einer ostwestlich streichenden Zone; das legt den Gedanken genetischer Zusammengehörigkeit nahe.

Tatsächlich stehen dort, in den nördlichen Teilen des Ötztaler Massivs, in großer Verbreitung Gesteine an — Staurolith-, teilweise auch Disthen-führende Glimmerschiefer und „Glimmeraugengneise" —, die nach der Beschreibung von OHNESORGE (a. a. O.) mit jenen Typen aus der Gegend der Reutlinger Hütte die größte Ähnlichkeit zu besitzen scheinen. Auch aus der zwischenliegenden Strecke, südlich von Landeck, beschreibt HAMMER [4] Staurolith-führende

[1] Die Möglichkeit einer hydrothermalen Entstehung von Andalusit bei verhältnismäßig niedriger Temperatur — ca. 300—500° — scheint nach den Versuchen von E. BAUR (Zt. f. anorg. Chem. 72. 1911. p. 119) vorzuliegen.

[2] A. GRAMANN, Über die Andalusitvorkommen im rhätischen Flüela- und Scalettagebiet und die Färbung der alpinen Andalusite. Vierteljahrsschr. naturf. Ges. Zürich 1899. p. 302.

[3] Nach OHNESORGE (Die vorderen Kühtaier Berge [Hochedergruppe]: Verh. geol. Reichsanst. Wien 1905, p. 175) sind Andalusit und Cordierit in den nördlichen Ötztaler Alpen weit verbreitet; auch er betrachtet die Quarzadern und -linsen, in denen sie auftreten, als Ausläufer von Intrusionen, die er mit cordieritreichen Graniten in Beziehung bringt. Die Tonerdesilikate und sogar einen Teil des Quarzes möchte er jedoch als Ergebnis einer Resorption des Nebengesteins ansehen.

[4] W. HAMMER, Die Phyllitzone von Landeck. Jahrb. geol. Reichsanst. Wien. 68. 1918. p. 216, 218 f. — Ähnliche „Knotengneise" sind nach HAMMER in den Ötztaler Alpen weit verbreitet.

Glimmerschiefer und „Feldspatknotengneise“ mit einsprenglingsartigen, gerundeten Albiten voller Einschlüsse. Wenn dort auch bisher kein Andalusit gefunden worden ist, so stimmen doch die Gesteine anscheinend vollkommen überein mit den Muttergesteinen unserer Andalusite. Die genannte Gesteinsgesellschaft scheint demnach einen bedeutenden Zug längs dem Nordrande der Silvretta- und Ötztaler Masse zu bilden.

An das Auftreten dieser Gesteine knüpft sich noch ein besonderes Interesse regionalgeologischer Art. All ihre mannigfachen Modifikationen finden sich nämlich, z. T. zum Verwechseln ähnlich, wieder in dem Gesteinskomplex des Unteren Veltlins, welchen ich unter dem Namen Morbegnoschiefer beschrieben habe [1]. Andalusitvorkommen freilich habe ich dort nicht gefunden, wohl aber, wenn auch nur selten, Disthen, in ganz entsprechenden Quarzlinsen und -knauern eingewachsen. Es wäre von Interesse zu erforschen, worauf diese Verschiedenheit der Mineralführung beruht, bei der sonst vollständigen — soweit bisher ersichtlich — Identität beider Gesteinsgruppen [2].

Dieser Identität mag man ein gewisses Gewicht beilegen, da es sich doch um nicht gar zu häufige Gesteinstypen handelt; und man mag daraus das Bestehen eines tektonischen Zusammenhangs ableiten von Silvretta- und Ötztaler Masse einerseits, der Zone der Morbegnoschiefer anderseits — eines Zusammenhangs als Decke und Wurzel im Sinne der Deckentheorie. Nun liegen die Morbegnoschiefer im Veltlin südlich der insubrischen Linie von Spitz [3], d. h. nach der landläufigen Auffassung der Deckentheorie südlich der „alpin-dinarischen Grenze“. Silvretta- und Ötztaler Masse müßten demnach in den „Dinariden“ wurzeln — eine Ansicht, die von R. Staub [4] zuerst ausgesprochen wurde. Sie scheint in der mitgeteilten Tatsache eine lithologische Stütze zu gewinnen.

Indessen ist hier nicht der Ort, diese Hypothese und die Frage der Beziehungen von „Alpen“ und „Dinariden“ überhaupt zu diskutieren.

München, im Januar 1921.

[1] H. P. Cornelius, Zur Kenntnis der Wurzelregion im Unteren Veltlin. N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XL. 1915. p. 295 f. — In einem Referat über diese Arbeit (Verh. geol. Reichsanst. Wien. 1917) hat W. Hammer bereits auf die Übereinstimmung mit jenen Ötztaler Gesteinen hingewiesen.

[2] Aus dem südlichen Silvrettamassiv erwähnt Gramann (a. a. O.) Umwandlung von Andalusit in Disthen.

[3] A. Spitz, Fragmente zur Tektonik der Westalpen und des Engadins. II. Kritisches zur Frage der alpin-dinarischen Grenze westlich der Etsch. Verh. geol. Reichsanst. Wien 1919. No. 4.

[4] R. Staub, Zur Tektonik der südöstlichen Schweizer Alpen. Beitr. z. geol. Karte der Schweiz. Neue Folge. 46. 1. 1916.

Die Bedeutung der jährlichen Klimaschwankungen und des Reliefs für die Bodenbildung.

(Vorläufige Übersicht.)

Von **Paul Kessler** in Tübingen.

In den meisten Fällen sind die Böden etwas Werdendes, sie haben eine gewisse Richtung der Entwicklung, die aber nur dann zum Ziel gelangen kann, wenn sich die Entstehungsbedingungen der Böden nicht ändern und wenn sie nicht durch Wegführung der obersten Schicht oder Auflagerung neuer Schichten an der Erreichung dieses Endziels gehindert werden. Böden, die noch deutlich im Übergangsstadium stehen, bei denen das Muttergestein noch eine hervorragende Rolle spielt, nennen wir mit GLINKA endodynamomorph, Böden, die sich der Erreichung eines bestimmten, vom Muttergestein im wesentlichen unabhängigen Zustands nähern, oder ihn erreicht haben, heißen ektodynamomorph.

Seit langer Zeit, namentlich seit den Arbeiten HILGARD's und RAMANN's sind sich alle Bodenkundler darüber einig, daß das Klima der wichtigste der Faktoren der Bodenbildung ist, doch herrschen Zweifel darüber, ob der jährliche Wechsel des Klimas von besonderer Bedeutung ist, wie es namentlich PASSARGE betont[1], oder ob die Durchschnittswerte des Klimas, wie R. LANG es will, allein von ausschlaggebender Bedeutung sind. Temperatur, Niederschläge und Verdunstung sind nach RAMANN die Großwerte der Bodenbildung. LANG glaubt diese alle drei in ihrer Beziehung auf die Bodenbildung in seinem Regenfaktor fassen zu können, den er dadurch erhält, daß er die Millimeterzahl der mittleren jährlichen Niederschläge durch die Zahl der Celsiusgrade der mittleren Jahrestemperatur dividiert mit der Modifikation, daß nur die Mittelwerte der Monate mit positiver Temperatur gerechnet werden. Dabei muß er einige für die Verdunstung wichtige Faktoren unberücksichtigt lassen, so Luftdruck und mittlere Windstärke und ebenso muß er von der der Wirklichkeit nicht entsprechenden Annahme ausgehen, daß der Dampfdruck der Temperatur proportional sei.

Im folgenden soll nun unter der Annahme, die Fehler durch Nichtberücksichtigung dieser Werte seien gering (auf die Größe der Fehler soll hier nicht eingegangen werden), untersucht werden, ob die jahreszeitlichen Schwankungen für die Bodenbildung belanglos sind oder nicht.

[1] Aus Arbeiten HILGARD's, GLINKA's, des Grafen ZU LEININGEN, H. FISCHER's, BLANCK's, OHLY's und vieler anderer geht hervor, daß sie dem Klimawechsel eine bedeutende Rolle zuerkennen, doch hat sich bisher niemand so deutlich darüber ausgesprochen wie RAMANN und besonders PASSARGE. Eine Zusammenstellung der Tatsachen stand bisher aus.

Die Einteilung der Klimazonen, wie PENCK sie gegeben hat, in nivale, humide, aride und pluviale Gürtel genügt für unsere Zwecke nicht, aus dem Folgenden geht hervor, daß wir eher eine Einteilung vornehmen müssen, die der von KÖPPEN gegebenen und von PASSARGE etwas modifizierten sehr nahe kommt.

Die Faktoren der Verwitterung lassen sich einteilen in mechanische und chemische. Aus der mechanischen Gesteinszersetzung allein können nie, namentlich wenn Abtragung oder Auflagerung eine größere Rolle spielt, rein ektodynamomorphe Böden entstehen, doch sind bestimmte Arten der Gesteinszerstörung immerhin für bestimmte Klimate derart charakteristisch, es sei an die Wüstenböden, an arktische Polygonböden, an den Löß erinnert, daß hier wenigstens ein Überblick über die mechanischen Kräfte gerechtfertigt und nötig erscheint.

An der mechanischen Gesteinszerstörung und der Aufarbeitung des Bodens sowie der Sortierung der Bodenbestandteile beteiligen sich vor allem:

1. Frostsprengung.
2. Insolation.
3. Die Schwerkraft ohne Hilfe bewegender Medien.
4. Rieselndes und fließendes Wasser.
5. Gletscher.
6. Solifluktion und Gekriech.
7. Wind und windbewegter Sand.
8. Pflanzen und Tiere (Wurzelsprengung, wühlende und grabende Tiere, Insekten, Herdentiere usw.).
9. Der Mensch.

Diese Dinge sind zu bekannt und ihre Beziehungen zum Klima und jährlichen Klimawechsel sind zu klar, um hier näher auf sie einzugehen. Hingewiesen sei nur darauf, daß das Relief der Landschaft auch auf die Art der Gesteinszerstörung von hervorragendem Einfluß ist, ebenso wie auf die Art des Transportes, erwähnt sei auch, daß z. B. bei Transport durch fließendes Wasser nicht die Durchschnittswassermengen maßgebend sind, sondern die Hochwasser, ebenso daß es bei Frost nicht die Menge der Frosttage ausmacht, sondern die Häufigkeit des Gefrierens und Tauens, z. T. auch die Intensität des Frostes, daß es also auch hier auf die Verteilung der klimatischen Werte im Jahr ankommt.

Weniger bekannt ist die Wirkungsweise der meisten Agenzien, die chemisch auf das Gestein einwirken. Hier können im wesentlichen nur die berücksichtigt werden, die unmittelbar auf das Gestein von außen einwirken, also nicht die, die erst durch chemische Umsetzung innerhalb des Gesteins neu entstehen, die also, da vorwiegend von der Art des Gesteins abhängig, endodynamisch sind. Die hier allein behandelten Agenzien decken sich

also im wesentlichen, doch nicht vollkommen mit der „einfachen Verwitterung" J. ROTH's.

Wasser hat bei niederer Temperatur größere Moleküle als bei höherer, doch teilen sich bei Temperaturzunahme die größeren Moleküle nicht gleichmäßig schnell in kleinere auf, das Wasser in flüssigem Zustand ist also eine Mischung verschieden großer Moleküle, je heißer es ist, um so größer ist die Zahl der kleineren Moleküle. Es ist zu vermuten, daß daher chemische wie Adsorptionsverbindungen, die bei höher temperiertem Wasser entstehen, wenn sie Wasser aufnehmen, kleinere Moleküle aufnehmen als die bei niederer Temperatur entstehenden. In der Tat bilden sich unter heißem Klima z. B. wasserärmere Eisenoxydhydrate und Eisenoxydgele als unter kälteren, was sich durch die Farbenabstufungen Rot-Gelb-Braun geltend macht [1], Roterden, Gelberden und Braunerden. Es ist dabei nicht gleichgültig, zu welcher Jahreszeit die Niederschläge vorwiegend fallen. Bei gleichen Durchschnittsjahreswerten der Temperatur entstehen bei vorwiegend winterlicher Durchfeuchtung des Bodens Verbindungen mit größeren Wassermengen.

Das Wasser ist ferner stets gespalten in OH'- und $H^{\cdot}$-Ionen. Weiter kann sich OH' dissoziieren in O'' und $H^{\cdot}$. Beide Arten der Spaltung sind bei reinem Wasser sehr gering. Nach KREMANN und anderen ist die Spaltung von der Temperatur abhängig. Das Verhältnis von Temperatur und Konzentration der $H^{\cdot}$- und der OH'-Ionen beträgt:

Temperatur	Konzentration	$\times 10^7$
0	0.36	= 1
10	0,57	= 1,58
18	0,80	= 2,22
26	1,10	= 3,0
50	2,44	= 7,2

Die Dissoziation steigt also mit erhöhter Temperatur sehr bedeutend an. Sie wird ferner erhöht durch ultraviolette Strahlen und wesentlich mehr noch durch Anwesenheit von Elektrolyten. Beide Faktoren (Sonnenstrahlen, Salpetersäure als Gewitterbildung) sind in den heißen Klimaten wesentlich stärker vorhanden als in den kälteren. Außerdem ist in den Tropen die Niederschlagsmenge wesentlich größer als in den anderen Klimazonen, so daß hier die Zersetzung der Silikate in der von VAGELER angezeigten Weise durch Hydrolyse und Bildung von Hydrosolen des Al-Oxyds, des Fe-Oxyds und der Kieselsäure vor sich gehen kann, wobei die verschiedenen Sole verschieden leicht in Gele übergehen, und daher Kieselsäure weggeführt wird, während Al und Fe erhalten bleiben.

[1] Schon hier sei bemerkt, daß die braune Farbe von Eisenverbindungen auch auf andere Weise zuwege kommen kann.

Es entsteht so durch die rasche Fällung des Fe und des Al die Grundsubstanz des Laterits mit unveränderter Struktur des Muttergesteins, hauptsächlich aus Gelen von ungefährer Zusammensetzung des $Al(OH)_3$ bestehend, mit roter Färbung durch kolloidales Eisenoxyd. Durch vollkommene Auswaschung der Elektrolyte können dann schließlich auch die Sesquioxyde beweglich werden, worauf noch zurückzukommen ist. Doch ist zu bemerken, daß es sich hier, ebenso wie bei der Entstehung von Hydrosilikaten durch Hydrolyse, vorläufig noch um hypothetische Annahmen handelt. Selbstverständlich können auch andere Verwitterungsarten eingreifen und werden es auch stets, je nach den klimatischen Verhältnissen in verschiedenem Maß, es werden Übergänge zu anderen Verwitterungsböden bestehen. Das Vorkommen von aus reinem kolloidalen oder sekundär kristallin gewordenem $Al(OH)_3$ bestehendem Boden ist nicht zu erwarten. Daß Wasser auf viele Mineralien auch in undissoziiertem Zustand einzuwirken vermag und sehr viele von ihnen lösen kann, ist bekannt. Jakob hat jüngst wieder gezeigt, daß Wasser sogar in Silikate als H_2O eintreten kann.

Der Salpetersäure hat man lange eine wichtige Rolle bei der Entstehung des Laterits zugesprochen, ob so ganz mit Unrecht, wie neuerdings vielfach angenommen wird, erscheint mir noch zweifelhaft. Ihre Menge, die zum großen Teil abhängig ist vom Auftreten der Gewitter, ist in den Tropen am stärksten und nimmt nach den Polen wie allgemein nach den niederschlagsärmeren Gegenden ab. Neben Salpetersäure und salpetriger Säure kommt auch Ammoniak bezw. seine Verbindungen in den Niederschlägen vor.

Die übrigen anorganischen Hauptagenzien der Verwitterung sind Kohlensäure, die im Boden allerdings zum größten Teil von der Zersetzung organischer Reste herrührt und der Stremme die Bildung des Kaolins zuschreibt, sowie der hauptsächlich aus der Atmosphäre stammende Sauerstoff. Darstellungen der hauptsächlichen Wirkungsweise beider findet man in allen Lehrbüchern der allgemeinen Geologie und der Bodenkunde, doch sind die mit beiden verknüpften Fragen noch weit davon entfernt, gelöst zu sein. Insbesondere findet man nirgends die Frage erörtert, ob sie in heißem oder kühlem Klima stärker zu Geltung kommen. Experimentelle Untersuchungen hierüber wie über andere Fragen der Verwitterung sind im Tübinger bodenkundlichen Laboratorium im Gang oder sollen demnächst darüber angestellt werden. Auf die Bedeutung der Kohlensäure für die Wanderungen von Minerallösungen im Boden ist noch zurückzukommen.

Eine zweite Gruppe von Wirkungen geht von den Organismen und Organismenresten im Boden aus. Die Menge von Resten höher organisierter Pflanzen im Boden ist einmal abhängig von der Menge des Pflanzenwuchses, zweitens von seiner Zerstörung. Es ist bekannt, daß das Maß der pflanzlichen Massenentwicklung bestimmt

wird durch das Gesetz vom Minimum; d. h. der Faktor, der nicht in genügender Menge vorhanden ist, bestimmt auch unter sonst optimalen Verhältnissen die Produktion, fehlt er, so ist Pflanzenleben unmöglich. (Natürlich kann auch ein Übermaß jedes einzelnen Faktors schaden.) Die einzelnen Faktoren können sich auch gegenseitig beeinflussen, sie greifen harmonisch ineinander, wodurch aber die Gültigkeit des Gesetzes nicht gestört wird, ebenso ist das Optimum für verschiedene Pflanzen verschieden (z. B. Kalkholde und Kalkscheue). Die einzelnen Faktoren mit ihrem Durchschnittsoptimum sind nach Russel: Temperatur (+ 20), Belichtung ($\frac{1}{12}$ des normalen Tageslichts meist ausreichend), Wasser (Bedürfnis von verschiedenen Umständen abhängend, daher auch bei derselben Art sehr verschieden), mineralische Nährstoffe und Stickstoff im Boden, Kohlensäure und Sauerstoff der Luft, geeignete physikalische Beschaffenheit des Bodens.

Von diesen Faktoren sind Temperatur, Belichtung und Wasser primär vom Klima abhängig, wobei der jahreszeitliche Wechsel der Temperatur und die Verteilung der Niederschläge eine hervorragende Rolle spielen. Die genügende Anwesenheit von N ist sekundäre Folge des Klimas, die Anwesenheit von Nährsalzen wird ebenfalls z. T. durch das Klima infolge der Zirkulation des Wassers bedingt. O und CO_2 sind unter normalen Verhältnissen stets genügend in der Luft enthalten, während die Anwesenheit des O im Boden wiederum hauptsächlich von dem seinerseits von Klima und Relief beeinflußten Wassergehalt abhängt.

Die Zersetzung der pflanzlichen Reste kann je nach dem Zutritt von Wasser einerseits und Sauerstoff andererseits vor sich gehen als Verwesung, Vermoderung, Vertorfung oder Fäulnis, wobei an den verschiedenen Vorgängen wesentlich verschiedene Organismen beteiligt sind. Prinzipiell kann zwischen aeroben und anaeroben Organismen unterschieden werden, d. h. solchen, die den zur Lebenstätigkeit nötigen Sauerstoff aus der Luft und solchen, die den Sauerstoff aus organischen oder anorganischen Verbindungen entnehmen, doch ist die Trennung vielfach nicht vollkommen scharf durchführbar. Ganz allgemein können Organismen unterschieden werden, die am Kreislauf des Kohlenstoffs, des Sauerstoffs, des Wasserstoffs, des Schwefels, des Phosphors oder des Eisens im Boden beteiligt sind, und in jeder dieser Gruppen gibt es aufbauende und abbauende Organismen. Alle bedürfen des Wassers bis zu einem gewissen Grade, bei völligem Mangel findet kein Leben statt, bei zuviel Wasser aber hört die Tätigkeit der aeroben Organismen auf; wo also das Jahr in Regen- und Trockenzeiten gegliedert ist, ruht während der Trockenzeit die Lebenstätigkeit oder ist mindestens stark gehemmt. Das ist der Fall in der tropischen Trockenperiode der Savanne, ist auch der Fall in den russischen Steppen, wo zwar die Sommerniederschläge die des

Winters überwiegen, aber bei der großen Hitze, der starken Verdunstung und geringen Durchlässigkeit des Bodens seine sommerliche Durchfeuchtung nur sehr gering ist. Hier wirkt ferner der strenge Winter auf Unterbindung der Zersetzung, so daß sich Humus im Boden infolge des eigentümlichen Klimas anhäuft, trotzdem eine Zeit des Jahres über sehr lebhafte Zersetzungstätigkeit herrscht. In den Tropen und bereits im Mediterrangebiet dagegen häuft sich im allgemeinen selten Humus an, da hier die winterliche Lebensruhe fehlt und meist bereits in der Regenzeit und im Übergang zur Trockenzeit aller Humus zersetzt wird.

Es ist bekannt, daß der Wald ganz anders auf die Bodenbildung wirkt als die Bewachsung mit niedrigen Pflanzen. Einmal wird das zum Stoffwechsel der Pflanzen nötige Wasser den tieferen Bodenschichten entzogen, dann entsteht der Humus vorwiegend durch Laub- und Astfall, häuft sich also auf der Oberfläche an, während er in Steppe, Savanne, Wiese und Feld hauptsächlich aus den Wurzeln der Ein- und Mehrjährigen entsteht und daher von vornherein eine Mischung mit den mineralischen Bestandteilen des Bodens besteht, die im Wald erst durch die hier meistens auch knapper vertretenen Würmer, Insekten und bodenbewohnenden Wirbeltiere sich vollziehen muß. Schließlich wird durch die Transpiration der Bäume im Verein mit der schützenden Streudecke die Verdunstung der oberen Bodenschichten herabgesetzt, die Temperaturunterschiede im Boden daher gemäßigt. Infolgedessen entstehen unter Wald stets Bodenbildungen, die einer gleichmäßig über das Jahr verteilten Feuchtigkeit entsprechen als sie das Luftklima aufweist. Es braucht aber kaum erwähnt zu werden, daß auch die Bewachsung selbst vom regionalen Klima aufs innigste abhängig ist, doch kann lokal ein Ausgleich durch den vom Relief ± abhängigen Grundwasserstand erreicht werden. Durch letzteren werden auch die Umsetzungsvorgänge im Boden, liegt er sehr hoch, aufs stärkste beeinflußt, namentlich insoweit sie von Lebensvorgängen der Mikroorganismen abhängen.

Außer von Temperatur, Wasser und Sauerstoff sind die Mikroorganismen insbesondere abhängig von den anwesenden Nährstoffen, zu denen auch die anorganischen Nährsalze gehören. Namentlich Kalk wirkt fördernd auf die Tätigkeit der Humus abbauenden Bakterien ein. Daher erklärt es sich, daß auf Kalk die Bodenbildung meist der einer trockeneren Zone entspricht, während umgekehrt auf sehr kalkarmen Gesteinen an unzersetztem Humus reichere Böden sich bilden. So geht die Roterde auf kalkreichen Gesteinen weiter nach N als auf kalkarmen.

Eine besondere Bedeutung erhält der Humus dadurch, daß er Reduktionsvorgänge veranlaßt. In der Bleicherdeschicht (A) der Podsolböden wird keineswegs alles Eisen ausgelaugt, sondern das dunkle Oxyd wird zu hellem Oxydul reduziert und nur ein Teil

wird teils durch Schutzkolloidwirkung des Humus, teils durch Einwirkung der CO_2 in den Untergrund geführt, wo er sich wieder in der Ortstein- oder Branderdeschicht (B) als Gel niederschlägt. Geglühter Bleichsand wird daher meist rot und die verschiedenen Analysen des Bleichsands zeigen meist noch einen nicht unbeträchtlichen Eisengehalt, der manchmal sogar den des Muttergesteins übertrifft. Aus dem Humus entstehen nach älteren, neuerdings namentlich wieder von ODÉN verteidigten Anschauungen Humussäuren, die je nach ihrer Zusammensetzung verschiedene Eigenschaften haben sollen. Von vielen anderen Forschern wird dagegen nach dem Vorgang von BAUMANN und GULLY die ganze Wirkung des Humus auf kolloidale Eigenschaften zurückgeführt. Humuslösungen gehen sehr leicht kolloidale Verbindungen ein: sind nicht genügend Basen vorhanden, um den Humus zu fällen, so wirkt er als Schutzkolloid und veranlaßt so die Wanderung von Fe_2O_3 und Al_2O_3, sowie anderer Bodenbestandteile.

Ausfällung der Gele geschieht einmal durch Zusammentreffen mit Elektrolyten, dann aber sowohl durch Eintrocknen wie Gefrieren. In beiden letzteren Fällen erhellt von vornherein die Bedeutung des jahreszeitlichen Klimawechsels, sowohl bei reversiblen wie bei irreversiblen Gelen. Die Krümelung des Bodens bei Frost wird ebenfalls z. T. kolloidchemischen Vorgängen zugeschrieben; es mögen diese Andeutungen genügen, für einen kurzen Überblick sei auf die Arbeit von WIEGNER verwiesen. Für vorliegende Arbeit von besonderem Interesse sind besonders die Koagulationen, die durch $CaCO_3$ eintreten.

Da, wie bereits angedeutet, voraussichtlich niemals ein einziger der die Gesteinszersetzung bewirkenden Faktoren allein tätig ist, erhebt sich noch die Frage, wie das gegenseitige Verhältnis der Faktoren ist, wie sie neben und miteinander arbeiten oder sich aufheben.

Es ist von vornherein klar, daß mechanische Zerstörung, da sie ja die Angriffsflächen vergrößert, jeder Art der chemischen Zerstörung vorarbeitet bezw. sie unterstützt, es handelt sich also nur um das Verhältnis der chemischen Agenzien zueinander: erwähnt sei jedoch, daß in den Gebieten, in denen die mechanische Zerstörung am größten, im allgemeinen die chemische am geringsten ist und umgekehrt. Leider ist m. W. das gegenseitige Verhältnis der chemischen Agenzien bei der Verwitterung praktisch noch kaum untersucht und überhaupt die Frage bisher fast völlig vernachlässigt. Bekannt ist im wesentlichen das Verhältnis von CO_2 und O in bezug auf das Eisen. Bei Zutritt von wassergelöstem O zu Eisencarbonat entsteht Eisenhydroxyd, ein Vorgang, der sowohl bei der Ortsteinbildung wie bei der Bildung von Gleihorizonten eine hervorragende Bedeutung hat, leidlich bekannt ist auch das Verhältnis der Mikroorganismen zu CO_2, indem manche Bakterien ihre

Zersetzung unter Freiwerden von O zu bewirken vermögen, die Bedeutung dieses Vorgangs für die Bodenbildung ist aber meines Wissens noch nicht untersucht, ebensowenig wie die Bedeutung der Kohlensäureabsonderung aus den Wurzelhaaren; auch die Wirkung der Stickstoff und Stickstoffverbindungen verarbeitenden Bakterien ist wohl in ihrem Verhältnis zur Pflanze ziemlich gut bekannt, die Untersuchungen wie die Gesteinszersetzung dadurch beeinflußt wird, stehen noch aus. Erst recht viele Fragen knüpfen sich an das Verhältnis der Wirkung der chemischen bodenbildenden Agenzien zur kolloidchemischen sowohl der mineralischen wie der organogenen. Auch da sind wir auch nur über die Anfänge noch nicht hinaus. Bevor jedoch auf diese Verhältnisse zurückgekommen sei, sei auf die für die Bodenbildung meist nicht genügend berücksichtigten Grundwasserverhältnisse hingewiesen.

Wir sind aus unserem Klima, in dem die stärksten Niederschläge in die Zeit der größten Wärme fallen, und damit zugleich (zumeist) in die Zeit der stärksten Verdunstung, gewöhnt, den Grundwasserstand als ziemlich feststehend zu betrachten. Schwankungen von einigen Metern sind bereits Seltenheiten. Ganz anders in den tropischen Gebieten mit ihrem Wechsel von Regenzeit und Trockenperiode. Aus einigen Gegenden Kameruns schildert Guillemain anschaulich, wie in der Regenzeit alles überschwemmt ist, in der Trockenzeit dagegen das Wasser aus 20 und mehr Meter Tiefe heraufgeholt werden muß. Da in den betreffenden Gebieten die Oberfläche eben und das Gestein, Laterit, gleichmäßig verbreitet ist, entstehen keine Grundwasserströme, sondern äußerst langsam abfließende Grundwasserseen, wie das ja auch sonst in ebenen Gebieten mit gleichmäßigem Gestein der Fall ist. Im Gegensatz zu anderen Gebieten liegt aber hier während der Trockenzeit der Grundwasserspiegel so tief, daß trotz der großen Wärme und der Trockenheit der Luft ein stärkerer kapillarer[1] Aufstieg zur Oberfläche nicht stattfindet, vielmehr fließen die im Grundwasser gelösten, aus dem ausgewaschenen Boden stammenden Salze trotz des minimalen Gefälles unterirdisch ab, zumal da, ehe die Salze wieder an die Oberfläche gelangen könnten, eine neue Regenzeit einsetzt. Die Folge ist die allmähliche völlige Auswaschung des Bodens, in dem nur Aluminiumhydrat, wasserarmes Eisenoxyd und

[1] Man hat vielfach angenommen, daß die Kapillarität weniger wichtig für den Aufstieg des Wassers sei als die äußerst feine Wasserhülle, die die Bodenteilchen umgibt. Versluys hat neuerdings darauf hingewiesen, daß durch diese Hülle keine Zirkulation von Wasser stattfindet und ihre einzige Bedeutung für den Wasseraufstieg darin liegt, daß im befeuchteten Boden die kapillaren Wirkungen stärker sind als in vollkommen trockenen. Die Tatsache, daß also der Aufstieg allein nach den bekannten Gesetzen von der Porengröße abhängig ist, ist zum Verständnis vieler Bodenbildungen des Wechselklimas von großer Bedeutung.

unlösliche Kieselsäure zurückbleibt. In den ebenen ariden Gebieten dagegen, in den Regen äußerst selten fällt, verdunstet dieser wieder zum großen Teil sofort, ein anderer Teil sammelt sich zwar auch als Grundwasser, steigt aber, da kein neuer Nachfluß erfolgt, zur Oberfläche und bringt entweder die Salze hierhin oder sie werden vorher bereits niedergeschlagen. Ist der Boden so grobporig, daß ein kapillarer Aufstieg nicht wieder möglich ist, so sammeln sich die Salze im Untergrund und werden bei der Verdunstung des Wassers dort niedergeschlagen. Auch hier spielt natürlich einerseits die Tiefenlage einer undurchlässigen Schicht eine Rolle, andererseits aber auch die jeweils fallende Niederschlagsmenge. Ist sie nicht groß genug, um tief in den Boden einzudringen, so wird sie wieder, wenn die Korngröße bezw. die Porengröße es gestattet, in ihrer Gesamtheit an die Oberfläche steigen und alle Salze wieder in die Höhe bringen[1]. Auf keinen Fall aber werden die Salze aus dem Gebiet weggeführt, es sei denn äolisch. In den hügeligen und zerschnittenen ariden Gebieten und denen mit dazu geeigneter Tektonik sammeln sich dagegen die Salze in den Niederungen bezw. in den tektonisch tiefsten Stellen über der undurchlässigen Unterlage. Ist die Gegend nicht vollarid, sondern fallen eine kurze Zeit des Jahres über regelmäßige Niederschläge, so werden natürlich zuerst die leicht löslichen Salze entfernt, während die schwerer löslichen im Boden auf- und abwandern. Ramann hat darauf aufmerksam gemacht, daß viele Arten von Bodenhorizonten, die man früher als Niederschlag aus absteigendem Wasser ansah, durch aufsteigendes Wasser entstehen. Verschiedenes spielt hier mit; außer der Austrocknung und Abscheidung des Gelösten als Kristalloid oder Kolloid ist am wichtigsten die reichlichere Anwesenheit von CO_2 in den tieferen Bodenschichten, wodurch die Carbonate, namentlich von Ca und Mg in leicht lösliche saure Carbonate verwandelt werden. Beim Aufsteigen in höhere, an CO_2 ärmere Bodenschichten wird die CO_2 wieder abgegeben und die Carbonate fallen wieder aus. Ich glaube allerdings nicht, daß der Vorgang so einfach ist, namentlich bei den Lößkindeln, die Ramann anführt, dürfte, worauf die Verlehmungszonen deuten, der Kalk von oben stammen, in die Tiefe gewandert und dann erst wieder beim Aufstieg abgeschieden sein[2]. Die Kalkkrusten, wie sie in vielen semiariden Gebieten vorkommen, dürften auf dieselbe Weise entstehen, während bei den öfters im semiariden

[1] Daß aus der Zersetzung des Muttergesteins überhaupt Salze entstehen können, ist natürlich, findet keine Zufuhr von anderen Gebieten her statt, die Grundbedingung zur Entstehung salzhaltiger Böden.

[2] Sicher spielt aber auch einfaches Austrocknen eine Rolle, denn die Lößkindel, wie W. Graf zu Leiningen aus ihren Sprüngen in einer eben erschienenen Arbeit schließt, sind als Gel ursprünglich entstanden.

Gebiet beobachteten Kieselkrusten wohl hauptsächlich Gelfällung durch Austrocknung in Betracht kommt. Die wechselnde Höhenlage dieser und ähnlicher Bildungen (z. B. Gipskrusten) erklärt sich aus der Wechselbeziehung zwischen Grundwasser und Verdunstung bezw. durch die Tiefe, in die das Wasser überhaupt bei dem Klima des betreffenden Orts überhaupt einsickern kann. Bei den bereits erwähnten Gleihorizonten ist der Aufstieg, besonders entlang von Wurzelröhrchen. über dem Haupteisenhorizont wohl in jedem guten Aufschluß zu beobachten. (Schluß folgt.)

Die biologische Bedeutung der Mündungsverengerung bei *Phragmoceras*.

Von **H. Prell** in Tübingen.

Mit 6 Textfiguren.

Bei einer erheblichen Anzahl paläozoischer Cephalopoden kommen eigenartige Verengerungen der Schalenmündung vor, welche wegen ihres Aussehens vielfach geradezu als Visiere bezeichnet werden. In gleichmäßiger Wölbung neigen sich bei ihnen die Wände der äußeren Schale gegeneinander und lassen zwischen sich nur charakteristisch gestaltete, oft verzweigte und manchmal sehr enge Spalten frei. Insbesondere bei den Arten der Gattung *Phragmoceras* ist die Mannigfaltigkeit der Visierbildungen sehr groß und gestattet, in längeren Vergleichsreihen den Übergang von den einfacheren zu den komplizierteren Verhältnissen zu verfolgen.

Die ontogenetische Bedeutung der visierartigen Mündungsverengerung bei den Phragmoceraten und verwandten Cephalopoden ist diejenige eines Entwicklungsabschlusses. Hat ein *Phragmoceras* erst einmal die Öffnung seiner Wohnkammer durch die Ausbildung lappenartig konvergierender Erweiterungen der Wände verengert, so hat er damit zugleich ein weiteres Größenwachstum aufgegeben. Ob und wie lange er dann noch ohne Größenzunahme fortleben konnte, muß dahingestellt bleiben. Man kann nur sagen, daß das Aufhören des Größenwachstums wahrscheinlich ungefähr mit dem Erreichen der Fortpflanzungsfähigkeit zusammenfällt, wie das auch von vielen Gastropoden bekannt ist, und daß das völlig erwachsene Tier vielleicht noch zu längerem Leben befähigt war.

Es lohnt sich nun wohl, auf die biologische Bedeutung der Mündungsverengerung einen Blick zu werfen. Dabei sei aber weniger Wert auf die Feststellung gelegt, welche Aufgabe die Mündungsverengerung hatte, denn daß sie eine Schutzeinrichtung ist, unterliegt wohl keinem Zweifel. Es soll vielmehr die Frage

in den Vordergrund treten, welche Folgen sie für das Tier hat, und zwar insbesondere mit Berücksichtigung dessen, daß sich hierbei etwa Anhaltspunkte über Bau und Lebensweise des Phragmoceratentieres ergeben möchten.

Die eigenartige Form der Schalenöffnung bei manchen Phragmoceraten hat schon zu wiederholten Malen zu theoretischen Erwägungen über das gegenseitige Verhältnis von Weichkörper und Schale geführt.

Steinmann glaubt in der Mündungsverengerung von *Phragmoceras* die erste Vorstufe der Schalenreduktion zu erblicken, welche in ihrem weiteren Fortschreiten zur Ausbildung des Schalenrestes führte, wie ihn der von ihm als überlebender Sproß der Phragmoceraten angesehene pelagische Tiefseeoktopode *Cirroteuthis* besitzt. Eine genauere Erörterung der Gründe, welche ihn zu dieser etwas überraschenden Ableitung führten, scheint noch nicht vorzuliegen. Besonders Diener hat sich gegen diese Ansicht gewendet, nach der das Tier augenscheinlich als die Schale umwachsend angesehen wird.

Im Gegensatze dazu läßt Jaekel den Weichkörper völlig in der Schale eingeschlossen sein, so daß im wesentlichen nur die Tentakel durch die Mündung hervorgestreckt werden können. Und darauf weiterbauend sucht er sogar durch den Vergleich der Mündung von *Hexameroceras osiliense* Jaek. mit einem Embryo von *Sepia* den Nachweis zu führen, daß die Mündungsbuchten die gleiche Lage haben, wie die Armanlagen des Sepienembryos, und daß zwischen den Mündungsbuchten und den Armen wichtige Beziehungen beständen.

Eine Art von vermittelnder Stellung nehmen Barrande und Koken ein, nach welchen die Erweiterung des Ventralsinus die Lage des Trichters angibt, während die dorsalen quergerichteten Erweiterungen die Lage von Kopf und Armkranz angeben. Dabei müßte dann nach Koken der vom Körper scharf abgesetzte Kopf dauernd außerhalb der verengten Mündung sich befunden haben.

Daß zunächst die Jaekel'sche Anschauung nur wenig Wahrscheinlichkeit für sich hat, braucht kaum hervorgehoben zu werden. Es ist nicht gut angängig, das äußere Aussehen einer Embryonalanlage bei einem Tier von meroblastischem Furchungstypus ohne weiteres zu Schlüssen auf die äußere Gestalt eines fertig entwickelten Vorfahren dieses Tieres zu verwenden, da der Dotterreichtum des Eies zu erheblichen Modifikationen sekundärer Natur bei dem Embryo führen muß.

Sodann zeigt aber auch der Vergleich der Mündungen bei einer größeren Anzahl verschiedener Arten von Phragmoceraten, daß eine derart wichtige Bedeutung den einzelnen Ausbuchtungen nicht zukommen kann. Es ist ohne weiteres möglich, sich eine Stufenfolge des Grades in der Mündungsverengerung als solcher und in der Komplikation des Mündungsrandes zusammenzustellen.

Und eine solche Zusammenstellung, die natürlich keine phyletischen Tendenzen verfolgen braucht, zeigt schon, daß die merkwürdigsten Schwankungen in Zahl und Bau der Arme geherrscht haben müßten, wenn tatsächlich der Armapparat in irgendwelchen direkten näheren Beziehungen zu den Ausbuchtungen des Mündungsrandes gestanden hätte. Wenn einige Arten danach auch etwa 6 und mehr Arme gehabt haben könnten, wie etwa *Phr. callistoma*, so würde es doch gar viele mit nur 2 Armen (*Phr. pusillum*) gegeben haben müssen.

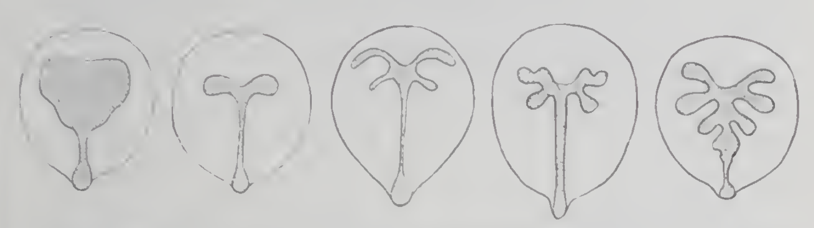


Fig. 1. Mündungen verschiedener *Phragmoceras*-Arten; von links nach rechts: *Phr. Conradi* Barr., *Phr. pusillum* Barr., *Phr. rimosum* Barr., *Phr. Panderi* Barr., *Phr. callistoma* Barr. (nach Barrande).

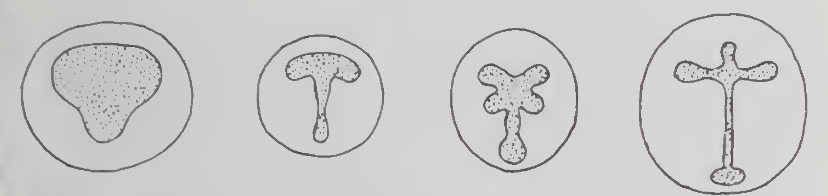


Fig. 2. Mündungen verschiedener *Gomphoceras*-Arten; von links nach rechts: *G. mumia* Barr., *G. myrmido* Barr., *G. Deshayesi* Barr., *G. staurostoma* Barr. (nach Barrande).

Und wenn man bei diesen angenommen hätte, daß sie nur ein Paar tentakelartig umgestalteter Arme hervorstrecken konnten, würden wieder die Formen mit 4 (*Phr. rimosum*) und gar die mit 3 Ausbuchtungen (*G. staurostoma*) des Mündungsrandes außer dem Trichterausschnitt Schwierigkeiten machen.

Noch ein weiteres läßt sich aus der graduellen Verschiedenheit der Mündungsverengerung ablesen. Bei Phragmoceraten von dem Mündungsbau etwa eines *Phr. pusillum* läßt sich die Anschauung, die Seitenteile der T-förmigen Mündung hätten zum Austritt eines verlängerten Armpaares, also eines Tentakelpaares, gedient, allenfalls verstehen. Geht man aber dann zu Formen, wie etwa *Phr. rimosum*, über, so ist es kaum noch möglich, die vorherige Ansicht aufrecht zu erhalten. Jedenfalls wäre es schwer zu verstehen, wie durch solch enge Spalten Arme ausgestreckt

werden sollten, die nicht nur eine erhebliche Muskelarbeit zu leisten imstande sein müßten, sondern die auch komplizierte und bis zu einem gewissen Grade willkürlich geregelte Funktionen, wie das Ergreifen von Beutetieren und anderes, erfüllen sollten. Und selbst wenn man das ihnen zubilligen wollte, so bliebe es doch wohl ganz unverständlich, wie denn eigentlich das in der Schale eingesperrte Tier zu der gefangenen Beute gelangen soll. Denn daß die Arme das Beutetier auch gleich in Fetzen zu zerreißen vermöchten, die klein genug wären, die Öffnungen des Visieres zu passieren, oder daß das Phragmoceratentier durch die Visieröffnung das dagegengepreßte Beutetier nur mühselig benagt hätte, ist wohl nicht anzunehmen. Und daß andererseits ein Phragmocerat mit seinen Armen nur Kleinlebewesen gehascht haben sollte, die er in die Schale hineinbringen konnte, ist nicht sehr wahrscheinlich. Hier steht man also vor Unstimmigkeiten, die gebieterisch zu einer Revision der Anschauungen herausfordern.

Die Betrachtung der rezenten Cephalopoden kann in diesem Falle keine Erklärung bieten, da die gegenwärtig lebenden Cephalopoden mit Außenschale sämtlich keine Mündungsverengerung besitzen. Es ist also notwendig, bei der Suche nach analogen Verhältnissen zu anderen Gruppen überzugehen.

Das Gegebene hierfür sind die Gastropoden, bei denen es in den verschiedensten Familien zur Mündungsverengerung kommt. Herausgegriffen aus der Fülle der Formen seien dabei nur zwei grundverschiedene Typen, nämlich Formen aus der Verwandtschaft der früheren Gattung *Trigonostoma* unter den einheimischen Heliciden, und der Gattung *Cypraea* unter den Cypraeiden. Bei beiden Formengruppen zeigt sich, analog den Verhältnissen bei den Phragmoceraten, eine Verengerung der Mündung. Die Art und Weise dieser Mündungsverengerung ist aber bei beiden verschieden.

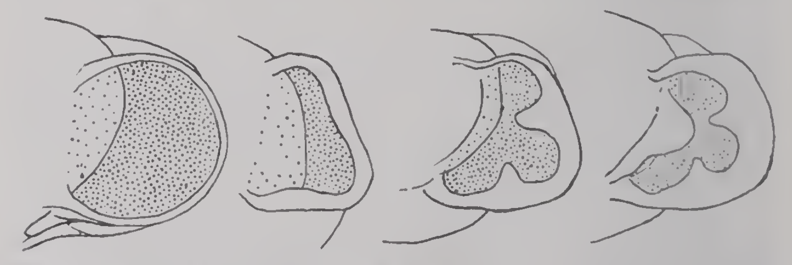


Fig. 3. Mündungen verschiedener *Helix*-Arten; von links nach rechts: *H. (Fruticicola) villosa* Stud., *H. (Helicodonta) obroluta* Müll., *H. (Isognomostoma) holosericea* Stud., *H. (Isognomostoma) personata* Lam.

Bei den angeführten Heliciden ist es eine Leistenbildung oder Zahnbildung an der Schalenmündung, durch welche der Zugang zum Inneren des Gehäuses verengert wird. Sie kommt so zustande,

daß nach Abschluß des Längenwachstums der Mündungsrand der Schale durch die Ablagerung einer lippenartigen Verdickung der Schale verstärkt wird. Dieser Randwulst ist bei manchen Heliciden glatt; bei manchen ist er zu deutlichen Vorsprüngen erhoben, welche wenig (*Helicodonta [Trigonostoma] obvoluta* MÜLL.) oder stärker (*Isognomostoma [Isogonostoma] holosericea* STUD.) hervortreten, und denen bei anderen Formen (*Isognomostoma [Triodopsis] personata* LAM.) noch eine Zahnbildung von dem der älteren Windung anliegenden Teile des Mundrandes entgegenwachsen kann. So können Mündungsverengerungen entstehen, welche äußerlich eine gewisse Ähnlichkeit mit denen der Phragmoceraten besitzen, und welche nur dadurch abweichen, daß der Schalenrand nicht gleichmäßig in sie übergeht, sondern plötzlich winkelig gegen sie abgesetzt ist.

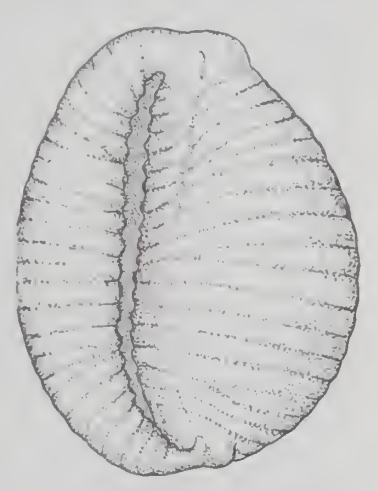


Fig. 4. Mündung von *Cypraea Trivia europaea* MONT. (Tier völlig in die Schale zurückgezogen.)

Die Mündungsverengerung von *Cypraea* und verwandten Schnecken erfolgt demgegenüber durch eine allmählich zunehmende Annäherung der äußeren Mündungswand an die Wand des letzten Umganges, so daß schließlich nur ein schmaler Spalt freibleibt. Während das äußere Aussehen der Mündung in diesem Falle stärker abweicht von dem, welches die Phragmoceraten darbieten, weist hier das Verhalten der Schalenwand mehr Ähnlichkeit mit demjenigen bei der Visierbildung paläozoischer Cephalopoden auf.

Stellt man sich nun einmal vor, man hätte von *Isognomostoma* nur die Schale überliefert, und müßte sich an der Hand einer konservierten Weinbergschnecke klarmachen, wie der Weichkörper etwa in den Schalen mit verengter Mündung gesessen hätte, so würde man auf große Schwierigkeiten stoßen. Der fixierte Körper einer Weinbergschnecke besitzt eine erhebliche Konsistenz und eine recht beschränkte Plastizität; an eine Einfügung in die verengte Schale in gleicher Weise, wie in die glattmündige, wäre nicht zu denken. Bei einem so mangelhaften Materiale hätte man sich dann sehr wohl zu der Annahme gezwungen glauben können, daß, falls bei einer Helicidenschale eine Mündungsverengerung auftrete, das Tier durch die Verengerung zurückgehalten werde. Man würde also vielleicht zu der Theorie geführt worden sein, eingesperrt in seine Schale hätte das Tier vermutlich durch die freibleibenden

Schlitze nur einzelne Körperteile, etwa die Fühler, hinausstrecken können und würde demnach eine ganz merkwürdige Lebensweise gehabt haben müssen.

Nun wissen wir aber glücklicherweise, daß das Verhältnis zwischen dem eigentlichen Tier und seiner Schale bei *Isognomostoma*, und das gleiche trifft natürlich auch für die Cypraeiden zu, genau ebenso ist, wie das für die verwandten glattmündigen Arten gilt. Jederzeit können wir uns überzeugen, daß der Weichkörper der Schnecken erst durch die Fixation im Konservierungsmittel seine Konsistenz erhält, und daß er beim lebenden Tiere eine außerordentliche Plastizität besitzt. Jederzeit können wir beobachten, daß infolge dieser Plastizität der lebende Schneckenkörper in der Lage ist, sich ohne weiteres durch die enge Mündungsspalte hinauszupressen, und es würde kaum jemand auch nur auf die Idee kommen, diese Fähigkeit in Zweifel ziehen zu wollen.

Diese Erfahrungen seien nun auf die Phragmoceraten angewandt. Die Übereinstimmung im Bau der Schale bietet wohl mit Sicherheit die Veranlassung, sie zu den Cephalopoden zu rechnen. Unter diesen werden sie, wieder ausschließlich dem Schalenbau nach, in die Verwandtschaft der noch rezent erhaltenen Nautiliden gestellt. Es bedarf kaum einer besonderen Betonung, daß mit dieser Annahme schon ein Schritt weit hinein in das Gebiet der Hypothese getan ist; aber da diese Einordnung der allgemeinen Ansicht entspricht, mag sie als Unterlage dienen. Man wird daraus zunächst erschließen, daß der Weichkörper der Phragmoceraten eine gewisse Übereinstimmung mit demjenigen der Nautiliden besessen habe, wenn schon über den Grad dieser Übereinstimmung sich naturgemäß gar nichts aussagen läßt. Weichkörper von *Nautilus* sind nun zwar schon des öfteren untersucht worden, aber nur verhältnismäßig wenigen Forschern ist es vergönnt gewesen, das lebende Tier zu sehen und den frischen Organismus zu präparieren. Der fixierte Weichkörper eines *Nautilus* hat aber wie derjenige einer fixierten Schnecke eine erhebliche Konsistenz. Diese führt unmerklich zu der Vorstellung, daß auch das lebende Tier ziemlich konsistent gewesen sei, zumal die auch meist fixiert als Vergleichsmaterial untersuchten dibranchiaten Cephalopoden ebenfalls unvergleichlich viel konsistenter sind, als etwa die lebende Weinbergschnecke. Nun wissen wir aber, daß die lebenden Dibranchiaten eine beträchtliche, z. T. sogar eine ganz außerordentlich große Plastizität besitzen *(Octopus)*, welche derjenigen lebender Schnecken kaum nachsteht. Ähnliches scheint auch von *Nautilus* zu gelten, und es liegt keinerlei Grund vor, für die Phragmoceraten ein Verhalten anzunehmen, das in dieser Beziehung von dem der meisten rezenten Mollusken aller Gruppen abweicht. Auch der Körper der Phragmoceraten besaß also vermutlich dieselbe große Plastizität, wie sie andere Molluskenkörper aufweisen.

Damit fällt ein wichtiges Hindernis für das Verständnis der Beziehungen zwischen Weichkörper und Schale bei den Phragmoceraten weg. Nichts hindert jetzt mehr die Vorstellung, daß sich die Phragmoceraten ähnlich verhielten, wie es von den Schnecken mit verengter Mündung bekannt ist. Die Phragmoceraten waren danach wohl imstande, sich mit dem gesamten vorderen Abschnitt ihres Weichkörpers, dem Cephalopodium, durch die Spalte des Visiers herauszuzwängen. Dieser eine Schluß, dem eine gewisse Wahrscheinlichkeit kaum abgesprochen werden kann, bringt nun eine Fülle von weiteren Vorstellungen mit sich, welche durch ihn bedingt werden.

Zunächst ist es erforderlich, daß ein Weichkörper, welcher durch eine derartig enge Mündung passieren soll, wie es etwa diejenige von *Phragmoceras* ist, durchgängig eine so große Plastizität besitzt, daß er sich auf die Schlitzbreite zusammenpressen läßt. Würde man sich einen *Nautilus*-Körper in die Phragmoceratenschale hineindenken, und würde man ihm die geforderte Plastizität in vollem Umfange zubilligen, so würde er doch nicht in der Lage sein, durch die Mündung herauszukommen. Er würde dann durch das Vorhandensein seines Entoskelettes an einer genügenden Kompression gehindert werden. Daraus geht hervor, daß der Kopfknorpel bei den Phragmoceraten nicht so stark entwickelt gewesen sein kann, wie bei *Nautilus*, vielleicht auch gänzlich fehlte. Das ist auch aus anderen Gründen keine besonders schwer verständliche Annahme, da die Ausbildung eines Kopfknorpels eine spezifisch den Cephalopoden zukommende Eigenschaft ist, welche den anderen Gruppen der Mollusken abgeht. Und unter den rezenten Cephalopoden ist wieder die primitivste Form, *Nautilus*, auch mit dem einfachsten Typus eines Kopfknorpels ausgestattet. Es liegt also nichts näher, als bei altertümlichen Formen einen Mangel oder höchstens eine erst „orimentäre“ Ausbildung des Kopfknorpels vorauszusetzen.

Außer dem Kopfknorpel enthält der Kopf von *Nautilus* noch einen weiteren Komplex von Skelettbildungen, nämlich die beiden mächtigen Kiefer im Schnabelapparat. Auch diese können bei den Phragmoceraten mit stark verengter Mündung nicht die entsprechende Größe und Stärke besessen haben wie bei *Nautilus*. Da die Kiefer ebenfalls nur bei den Cephalopoden zu einem so kräftigen, papageischnabelartigen Beißapparate entwickelt sind, würde ihre geringere Ausbildung bei primitiven Formen nicht besonders überraschen. Man kann aber auch daran denken, daß sie bei den Phragmoceraten erst in Anpassung an eine andere Lebensweise sekundär wieder reduziert wurden, wie das unter den rezenten Cephalopoden sich insbesondere in Anpassung an eine mikrophage Lebensweise beobachten läßt (*Cranchia*). Eine primär geringe Ausbildung oder eine sekundäre Reduktion des Kieferapparates würde jedenfalls

dafür sprechen, daß die Phragmoceraten eine von derjenigen der meisten rezenten Cephalopoden abweichende Art der Ernährungsweise besessen haben. Damit ist naturgemäß noch nicht gesagt, daß sie gerade mikrophag oder gar herbivor gewesen sein müßten, obschon besonders letzteres im Hinblick auf das Verhalten der Gastropoden gar nicht so unwahrscheinlich ist, wie es vielleicht im ersten Augenblick erscheint. Sie konnten aber jedenfalls, wenn sie Raubtiere waren, wohl kaum, wie *Nautilus*, hartschalige Organismen ohne weiteres zermalmen und aufnehmen, sondern höchstens sich, wie viele Raubschnecken, an weiche Beutetiere halten *(Testacella)*; die weitere Möglichkeit, hartschalige Tiere durch Anbohren zu bewältigen *(Natica)*, kommt wohl weniger in Betracht.

Wenn das Phragmoceratentier in seine Schale eingezogen war, so lag sein Cephalopodium gleichsam in einer von seinem Mantel gebildeten Tasche; denn es ist wohl anzunehmen, daß der Mantel wie bei *Nautilus* und wie bei den Gastropoden der Schale mehr oder weniger dauernd anlag. Stülpte sich dagegen der Weichkörper aus, so schlüpfte er aus dieser Mantelhülle heraus. Die vorher vom Mantel umhüllten Körperteile befinden sich dann im Zusammenhange außen vor dem Mantel und der Schale. Darauf basierend ist es möglich, auch über die Lebensweise der Phragmoceraten zu einer Vorstellung zu gelangen.

Naturgemäß wurde durch das Ausstülpen des Kopffußes die Mantelhöhle ganz erheblich erweitert; und wenn das Tier sich wieder zurückzog, mußte das sie erfüllende Wasser größtenteils wieder entweichen. Wegen der Enge der Mündung erfolgte nun das Zurückziehen des Kopffußes wohl zu langsam, als daß das austretende Wasser eine hinreichende Geschwindigkeit erhielte, um durch Rückstoß den Körper samt Schale fortzubewegen. Beim Einziehen in die Schale konnte ein Phragmocerat vermutlich nicht zugleich einen Schwimmstoß erzielen.

Dem ausgestreckten Tier war es sodann überhaupt nicht möglich, durch Spritzstoß zu schwimmen, da eine Kompression der Atemhöhle bei der Festlegung der Gesamtgestalt durch die Schale ohne Verlagerung des Weichkörpers, also ohne Einziehen des Kopffußes, kaum denkbar ist.

Nur dann, wenn das Tier ganz in seine Schale zurückgezogen war, vermochte es vielleicht, einen gerichteten Wasserstrahl auszustoßen. Voraussetzung wäre dabei, daß der rinnen- oder röhrenförmig zum „Trichter“ zusammengelegte Fuß zur Mündungsspalte herausgesehen habe. Dann konnte das vorher eingesogene Atemwasser durch die Kontraktion der Adduktoren plötzlich heftig aus der Mantelhöhle herausgepreßt und dabei von dem „Trichter“ zum geschlossenen Strahl zusammengehalten werden. Unter den Umständen war es wohl möglich, daß der Phragmocerat ein Stück weit durch das umgebende Wasser fortgeschleudert wurde, ähnlich

wie der rezente Dibranchiat durch den auf gleiche Weise entstehenden Spritzstoß seines hoch spezialisierten Trichterapparates. Das Vorhandensein einer Schwimmfähigkeit ist also bei den Phragmoceraten denkbar. War diese Art der Fortbewegung durch Spritzstoß aber nur beim eingezogenen Tiere möglich, so ist das ein Hinweis darauf, daß sie auch nicht die hauptsächlichste Fortbewegungsart sein konnte. Ist es doch mehr oder weniger selbstverständlich, daß ein schalentragendes Tier dann, wenn es sich fortbewegen will, sich nicht gerade im Inneren seines Gehäuses verbergen wird. Es wird vielmehr möglichst weit heraustreten, um das durchmessene Gebiet auf das Vorhandensein von Nahrung abzusuchen. Die normale Fortbewegungsweise der Phragmoceraten kann also nicht das aktive Schwimmen gewesen sein. Dies kam vielmehr, wenn überhaupt, so nur gelegentlich, insbesondere zum Schutz bei Verfolgung, in Betracht. Man darf also wohl mit ziemlicher Sicherheit sagen, daß die Phragmoceraten keine nektonische, also aktiv schwimmende Lebensweise besaßen, ebensowenig, wie man der erstaunlich schwimmfähigen Feilenmuschel *(Lima hians)* allein deshalb eine schwimmende Lebensweise zuschreiben wird, weil sie unter geeigneten Verhältnissen zu schwimmen vermag, während sie gewöhnlich im zusammengesponnenen Neste ein ausgesprochen sedentäres Leben führt.

Nun ist es natürlich denkbar, daß die Phragmoceraten für gewöhnlich eine planktonische Lebensweise hatten. Die kurze aufgeblähte Form der Gehäuse würde sich gut damit vereinigen lassen, weil viele Planktonorganismen eine kugelartige Gestalt besitzen, auch unter den rezenten dibranchiaten Cephalopoden *(Cranchia)*. Man könnte vielleicht als Stütze dafür anführen, daß die Phragmoceraten beim Herauskriechen aus dem Gehäuse, etwa durch starke Wasseraufnahme, wie viele Schnecken (Schiemenz) ihr Volumen so stark vergrößerten, daß sie erst recht schwimmfähig wurden. Aber einmal ist das Vorkommen verengter Mündungen gerade kein Charakteristikum pelagisch lebender Formen, da die im Visier abgelagerte größere Menge von Schalensubstanz nur eine zwecklose Belastung bedeuten würde, ohne in entsprechendem Maße, wie bei den benthonisch lebenden Formen, zum Schutze des Weichkörpers beitragen zu können. Sodann macht die kräftige Schale der Phragmoceraten, die bei manchen Arten geradezu plump ist *(Phr. callistoma)*, nicht den Eindruck einer Schwimmschale, da bei solchen die Wände erheblich dünner zu sein pflegen. Und schließlich würde, wenn die Schwimmfähigkeit jeweils durch die Volumenvergrößerung beim Heraustreten des Kopffußes bedingt wäre, dieselbe beim Zurückziehen wegfallen, und das Tier dann jedesmal absinken, wenn es zur aktiven Fortbewegung übergehen wollte. Eine planktonische Lebensweise führten die Phragmoceraten demnach auch schwerlich.

Somit bleibt durch Ausschluß der anderen nur die Möglichkeit übrig, daß die Phragmoceraten für gewöhnlich sich auf dem Meeresboden aufhielten und somit ein ausgesprochen benthonisches Leben führten. Ähnliches ist ja auch, wenn schon nicht in dem Umfange, im Laufe der Jahre von *Nautilus* bekannt geworden, den man früher für ein pelagisches Tier hielt, während später sich herausstellte, daß er vorzugsweise am Boden kriecht und nur gelegentlich schwimmt (WILLEY).

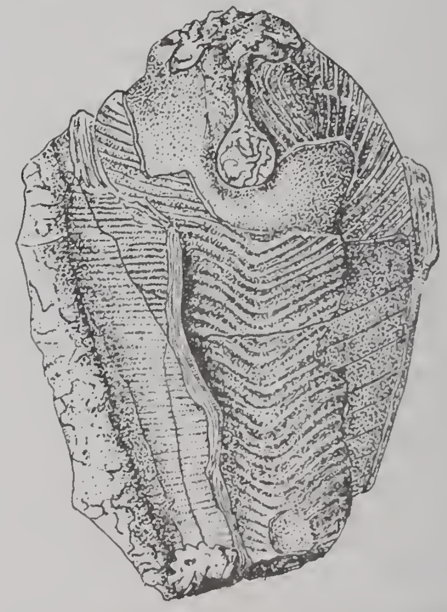


Fig. 5. Schale und Steinkern von *Phragmoceras callistoma* BARR. (nach BARRANDE).

Nun wurde bereits erwähnt, daß die Schale der Phragmoceraten oft enorm verdickt ist. Eine solche Dicke der Schalen kann dadurch zustande kommen, daß die Schale sehr dick angelegt wird, oder daß sie sekundär verdickt wird; und die sekundäre Verdickung wiederum kann von innen her oder von außen erfolgen.

Der schon früher herangezogene Vergleich mit einer *Cypraea* legt es nahe, wiederum bei den Cypraeiden nach analogen Verhältnissen zu suchen. Die Cypraeen sind nicht nur imstande, durch den engen Mündungsspalt ihrer Schale Kopf und Fuß ihres Weichkörpers herauszustrecken, sie pflegen auch den Mantel weit heraustreten zu lassen und ihn auf die Schale aufzulegen. Bei der kriechenden *Cypraea* ist dann die gesamte Schale von dem eigenartig umgebildeten Mantel bedeckt. Es wirkt außerordentlich über-

raschend, wenn man zum erstenmal nach einem auf dem Korallenriff kriechenden, auffällig gefärbten und über und über mit kleinen Zäpfchen besetzten Tiere von eiförmiger Gestalt greift, und wenn unter der Hand der rätselhafte Organismus durch Einziehen des Weichkörpers zu einer *Cypraea tigris* gleichsam umgewandelt wird. Die Folge dieser Umhüllung der Schale für die Morphologie der Schale ist nun, daß dieselbe von neuen Schichten überzogen wird, welche der Mantel sekundär auf das Gehäuse abscheidet. Dadurch

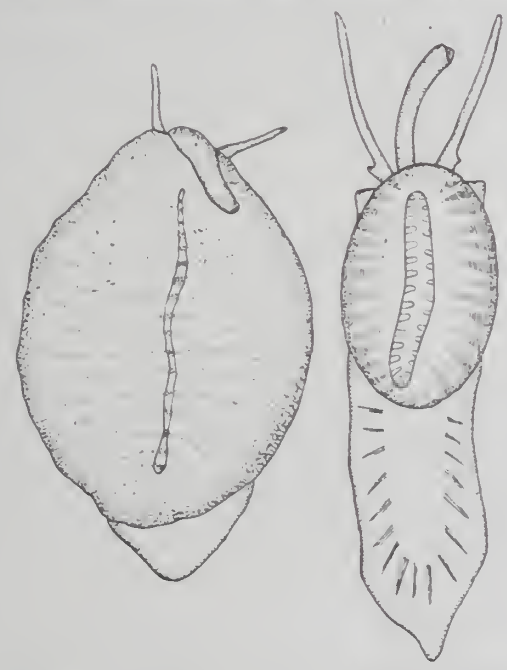


Fig. 6. Umhüllung der Schale durch den Mantel bei *Cypraea (Trivia) europaea* Mont.; rechts: Tier völlig ausgestreckt, kriechend (nach Fischer aus Simroth): links: Tier teilweise zurückgezogen (nach Pelseneer). Von der Dorsalseite der Schale ist nur der schmale Streifen zwischen den hochgeschlagenen Mantelfalten sichtbar.

wird einerseits die ursprüngliche Skulptur und der morphologische Aufbau der Schale völlig verdeckt und anderseits allmählich eine größere Schalendicke erreicht. Während bei dieser großen tropischen Art die Schale glatt ist, weist diejenige der kleinen *Cypraea (Trivia) europaea* Mont. aus dem Nordmeer eine Rippenskulptur auf, eine Komplikation, durch welche am prinzipiellen Aufbau der Schale naturgemäß nichts geändert wird.

Ähnliches Verhalten könnte nun auch bei den Phragmoceraten vorliegen, bei denen sich eine deutliche Schichtung der Schale

findet. Die Ablagerung dieser verschiedenen Schalenschichten erfolgte wahrscheinlich nicht mehr oder weniger synchron, also beim fortschreitenden Wachstume vom Mundsaum her, denn sie zeigen unter Umständen eine sehr deutliche Skulptur, die auf den einzelnen Schichten etwas verschieden ist. Die Ablagerung erfolgte auch nicht von innen her, denn gerade die innerste Schicht zeigt eine besonders ausgesprochene zierliche Skulptur auf ihrer Externseite. Man darf also wohl annehmen, daß der Schalenzuwachs von außen her stattfand, und zwar hat es den Anschein, als ob die Verdickung im wesentlichen erst nach Abschluß des Größenwachstumes erfolgte. Die Gleichmäßigkeit, mit welcher die einzelnen Schichten auf der ganzen Schale übereinander gelagert sind, weist wenigstens auf ein solches Verhalten hin. Die Anschauung also, daß die Phragmoceraten ihre Schale mit dem Mantel umhüllen konnten, scheint mir danach sehr nahe zu liegen. Der Parallelismus zwischen Cypraeenschale und Phragmoceratenschale scheint aber noch weiter zu gehen.

Die Überdeckung der Schale mit dem Mantel ist eine Eigenschaft, die besonders bei solchen rezenten Schneckenformen vorkommt, welche rasch beweglich sind. Auch bei den Phragmoceraten wäre etwas Ähnliches wohl anzunehmen. Das wird gestützt durch die Tatsache, daß bei ihnen die Schale im Vergleich zu anderen beschalten Cephalopoden außerordentlich verkürzt ist, ein Faktor, der auch größere Beweglichkeit gegenüber der Schwerfälligkeit etwa der gestreckten Orthoceraten garantieren würde. In demselben Sinne würde besonders die gleichmäßig eiförmige, direkt an die Form der Cypraeidengehäuse erinnernde Gestalt von erwachsenen *Gomphoceras*-Schalen von Bedeutung sein.

Danach ist es mir von größter Wahrscheinlichkeit, daß die Phragmoceraten kriechende, vielleicht noch mehr oder weniger schneckenähnliche Cephalopoden waren, die in ihrer Lebensweise mancherlei Anklänge an die rezenten Cypraeiden besaßen.

Vom Standpunkte phyletischer Spekulation würde sich an diese Stellungnahme mancherlei anknüpfen lassen. Cypraeenähnliche Schnecken sind es, welche morphologisch die Brücke zu den beschalten und weiterhin den unbeschalten Opisthobranchiern schlagen. Und die zeitweilige Umhüllung der Schale mit dem Mantel ist hier die Vorstufe zur dauernden Mantelumwachsung, der Grundlage für die Schalenreduktion. So böte sich die Möglichkeit, die Steinmann'sche Hypothese von der Beziehung der Phragmoceraten zu *Cirroteuthis* wieder aufzunehmen, und eine Verbindung zu suchen zwischen den paläozoischen Phragmoceraten und der Gesamtheit der rezenten Octopoden. Anderseits könnten die Phragmoceraten auch zu Formen mit analoger Schalenumwachsung in Beziehung gebracht werden, die zu schwimmendem Leben übergingen und durch mehr polare Ablagerung der sekundären Schale dem Belemniten-

typus zustrebten. In beiden Fällen muß man sich aber dessen bewußt sein, daß man damit auch entweder einen direkten Übergang von tentakulaten nautiloiden Stammformen zu acetabuliferen Cephalopoden annähme, oder die Phragmoceraten aus der Verwandtschaft der Nautiloideen bereits herauslöste. Diese Gedanken weiter auszuspinnen erübrigt sich, da sie rein auf hypothetisches Gebiet führen.

Der Versuch dagegen, aus dem Bau des Gehäuses der Phragmoceraten auf Morphologie und Biologie des Phragmoceratentieres Schlüsse zu ziehen, erscheint mir ebenso berechtigt wie wünschenswert[1]. Und vielleicht sind die vorgebrachten Erwägungen geeignet, etwas Anregung in dieser Richtung zu bieten.

Coelurosaurier-Reste aus dem obersten Keuper von Halberstadt.

Von **Friedrich v. Huene** in Tübingen.

Mit 6 Textfiguren.

Dem freundlichen Entgegenkommen des Geheimrats Prof. O. Jaekel in Greifswald verdanke ich es, daß die wenigen Coelurosaurier-Reste des berühmt gewordenen oberen Keupers von Halberstadt mir zur Bestimmung und Bekanntgabe nach Tübingen übersandt wurden. Das Material besteht nur aus 5 Stücken: 1. dem von Jaekel als *Pterospondylus trielbae* bekannt gemachten Wirbel (Pal. Zeitschr. I. 1914. p. 195), der im Inneren des Panzers von *Triassochelys dux* gefunden wurde, und 2. vier zusammen gefundene Knochen: zwei Wirbelcentra, einem linken Ileum und einem rechten Femur.

1. *Pterospondylus trielbae* Jkl. (Fig. 1).

Es ist dies ein gut erhaltener mittlerer Rückenwirbel von sehr leichtem Bau, der stark an *Procompsognathus triassicus* aus dem Stubensandstein von Pfaffenhofen und an *Podokesaurus holyokensis* aus dem amerikanischen Connecticut-Sandstein erinnert. Das Wirbelcentrum ist sehr gestreckt und niedrig, mäßig eingezogen, die Unterseite relativ breit, oberhalb derselben in der Mitte enger. Die Länge ist 26 mm; die Höhe der Gelenkflächen ist 9, die Breite 12 mm; letztere sind mäßig konkav, der Oberrand gerad-

[1] Auf die morphologischen Anklänge zwischen den Visierbildungen von Phragmoceraten einerseits und von manchen Ammonoideen anderseits (*Morphoceras* und Verwandte) sei nur hingewiesen, während ihre Erörterung erst bei späterer Gelegenheit erfolgen wird.

linig. Die Breite des Centrums in der Mitte unten beträgt 7,5 mm. Der Rückenmarkskanal ist sehr weit, seine Höhe ist 4, seine Breite 7 mm. Am Neuralbogen fällt die große breite Oberfläche der lamellenartig dünnen Diapophyse auf. Sie setzt am Oberrand der Präzygapophyse an und reicht bis auf den Lateralrand der Postzygapophyse. Die Oberfläche ist eben und steigt lateralwärts an, jedoch nicht so steil, wie Jaekel's Figur vermuten läßt. Von der Wurzel des Dornfortsatzes an ist der Querfortsatz 18 mm lang (transversal), lateral 7 und neben den Zygapophysen 22 mm breit (axial). Die Diapophyse ist mäßig rückwärts und schwach aufwärts gerichtet. Sie ist unten durch zwei Streben gestützt, eine kräftige, die nach dem hinteren Ende der Basis des Neuralbogens und eine kürzere, die ziemlich breit nach dem vorderen Ende zieht. Auf dieser erhebt sich die reichlich 5 mm hohe Parapophyse mit länglicher (4,5 mm) Facette. Die Unterhöhlungen unter den

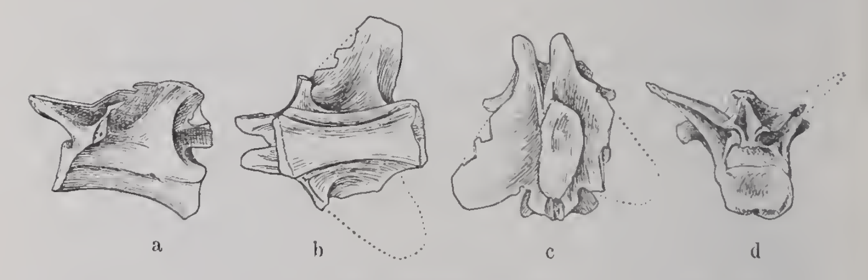


Fig. 1. Rückenwirbel von *Pterospondylus trielbae* Jaekel. Oberer Keuper, Halberstadt. 3 : 4 nat. Größe. a von links, b von unten, c von oben, d von hinten.

Winkeln dieser Streben sind sehr tief und spitz. Die centroneurale Naht verläuft geradlinig und läßt dem Neuralbogen sogar noch an den oberen Ecken der Centrums-Gelenkflächen etwas Platz. Die Präzygapophysen strecken sich weit nach vorn und die Facetten wölben sich medialwärts gegeneinander abwärts. Entsprechend sind die Postzygapophysen geformt. Zwischen ihnen und unterhalb steht ein Zygosphen. Nach oben weichen die Ränder und die von ihnen aufsteigenden Kanten weit und tief auseinander. Der Dornfortsatz, dessen oberer Teil abgedrückt und quer auf seine Basis gelegt ist, war 15 mm lang (axial) und hinten 11, vorn 10 mm hoch, oben mit kaum verdicktem Rand.

Dieser Wirbel weicht nur wenig von *Procompsognathus triassicus* ab. Er ist größer und die Oberfläche der Diapophyse noch breiter, aber sonst ähnlich. Auch die Gestalt des Centrums und die Größe des Rückenmarkskanals erinnert stark an *Procompsognathus triassicus*. Vielleicht gehört er in die gleiche Gattung. Wenn das zutreffen sollte, müßte der 1911 gegebene Jaekel'sche Gattungsname dem

schon 1913 von E. Fraas gegebenen weichen. Aber die Ähnlichkeit mit *Podokesaurus* ist nicht geringer, ich sehe nämlich erst jetzt, daß, was ich 1914 für Dornfortsätze bei *Podokesaurus* hielt (Geol. u. Pal. Abh. N. F. 13, 1. 1914. Taf. 6), in Wirklichkeit die Diapophysen sind. Dazu stehen mir außer meinen Zeichnungen noch sehr gute Photogramme zur Verfügung, die jetzt besonderen Wert haben, da das Original kürzlich durch eine Feuersbrunst zerstört wurde.

2. cf. *Halticosaurus longotarsus* H. (Fig. 2—6).

Rückenwirbel: Dieses Centrum (Fig. 2) ist 35 mm lang, an den Gelenkflächen ca. 26 mm hoch und ca. 33 mm breit. Beide Gelenkflächen sind leicht konkav. In der Mitte unten ist das Centrum bis auf 21 mm eingezogen, höher oben aber auf 17 mm. Die untere Fläche ist ganz flach gewölbt. Die dichte Wandung ist — wie man an einigen Brüchen feststellen kann — wenig über 1 mm dick. Am Hinterrande unten ist eine starke Ansatzstelle für Gelenkbänder zu sehen.





Fig. 2. Rückenwirbelcentrum von cf. *Halticosaurus longotarsus* Huene. Oberer Keuper, Halberstadt. 1 : 2 nat. Größe. a von der Seite. b von unten.

Dieses Centrum setzt einen viel gedrungeneren und kräftigeren Wirbelbau voraus, als *Pterospondylus* oder *Procompsognathus* ihn besitzt. Aber durch die niedrige und unten breite Form sowie die dünne Knochenwandung über grobmaschigem Knochengewebe nähert er sich doch der typischen Gestalt der Coelurosaurier-Wirbel, auch spricht der hinten breite Rückenmarkskanal dafür. Sehr stark erinnert dieser Wirbel an die Sacralwirbelkörper von *Halticosaurus longotarsus*.





Fig. 3. Schwanzwirbelcentrum von cf. *Halticosaurus longotarsus* Huene. Oberer Keuper von Halberstadt. 1 : 2 nat. Größe. a von rechts, b von hinten.

Schwanzwirbelcentrum (Fig. 3). Das Centrum ist 27 mm lang, wenig eingezogen und seitlich komprimiert. Die nur schwach vertieften Gelenkflächen sind 21 mm hoch und 18 mm breit. Die untere Hälfte des Randes zeigt den bekannten Umschlag mit den Kontaktflächen für die Hämapophysen, hinten stärker als vorn. Die Unterseite ist breit gewölbt, nur ganz hinten platt, der Durch-

messer in der Mitte 10 mm. Dicht unter der centroneuralen Naht sieht man den Wirbel wieder wenig dicker werden, man kann auch an etwas stärkerer Verbreiterung in der Mitte erkennen, daß relativ kräftige Schwanzrippen noch vorhanden waren. Nach allem halte ich ihn für einen vorderen oder mittleren Schwanzwirbel.

Linkes Ilium (Fig. 4). Das Ilium ist besonders interessant und wichtig, da es ganz charakteristische Gestalt besitzt. Es erinnert an *Coelophysis* und *Ornitholestes* sowie besonders an das Fragment von *Halticosaurus longotarsus* aus Pfaffenhofen. Die sehr weit vorspringende Crista supraacetabularis, der breite hohe Processus proacetabularis sind so charakteristisch, daß man nicht irre gehen kann. Der ganze obere und hintere Teil fehlt, aber die Umgebung des Acetabulums ist vollständig, nur der äußerste Rand im hinteren Teil der Crista supraacetabularis ist abgerieben. Die

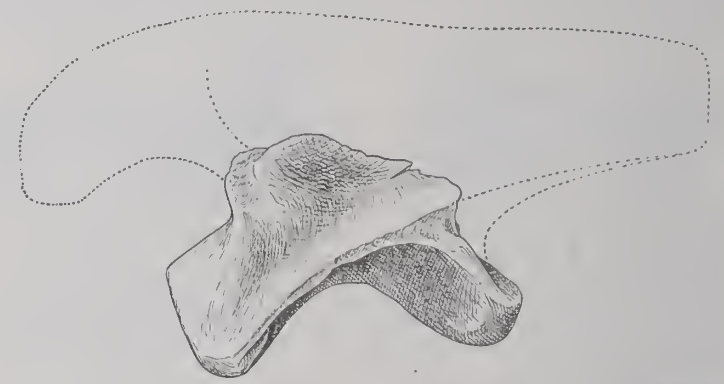


Fig. 4. Linkes Ilium mit Ergänzung des fehlenden Teiles von cf. *Halticosaurus longotarsus* H. Oberer Keuper von Halberstadt. 1 : 2 nat. Größe. a von der Seite, b von vorn.

Basis des aufsteigenden Teils ist ganz vorne dick, sonst dünn, daraus kann man auf eine lange und breite vordere Spitze schließen. Daß auch die hintere Spitze lang war, sieht man aus der von der Crista supraacetabularis gerade nach hinten abzweigenden Kante. Die für das Ischium bestimmte Kontaktfläche ist etwas abgerieben. Die Weite des Acetabulums ist 5½ cm, die Höhe an der medialen Kante 2 cm. Die für das Pubis bestimmte Gelenkfläche ist 2,5 cm hoch und unten 2 cm breit. Schon 2,3 cm von dem oberen Rand dieser Gelenkfläche beginnt der steile Aufstieg zur Spina anterior. Die gewölbte obere Fläche des Acetabulum unter der Crista ist in der Mitte mehr als 3,2 cm breit. Die mediale Fläche ist eben und glatt, man sieht nur in halber Höhe die rauhen Ansatzflächen für die Sacralrippen. Über die Zahl der Sacralwirbel lassen sich direkt aus dem Stück keine Anhaltspunkte finden, da zu viel fehlt.

Nach meiner freien Ergänzung könnte man 4 Sacralwirbel vermuten. Das Ilium-Fragment von *H. longotarsus* scheint diesem recht ähnlich auch in der Größe.

Rechtes Femur (Fig. 5 u. 6). Von dem Femur ist das proximale und das distale Ende vorhanden. Es zeigt einen von *Thecodontosaurus* und von *Plateosaurus* und *Teratosaurus* sehr abweichenden Typus. So wie die beiden Enden jetzt durch Gips verbunden sind, erscheint der Knochen viel zu kurz. Das Proximalende muß ursprünglich dick und viel weniger breit gewesen sein,

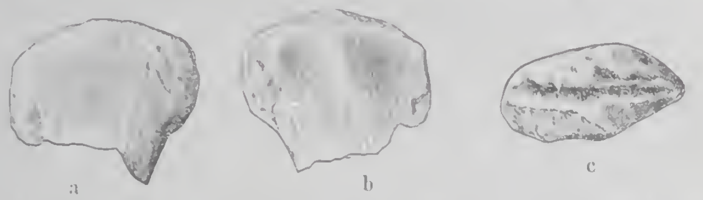


Fig. 5. Proximalende des rechten Femur von cf. *Halticosaurus longotarsus* HUENE. Oberer Keuper von Halberstadt. 1 : 2 nat. Größe. a von lateral. b von medial. c von oben

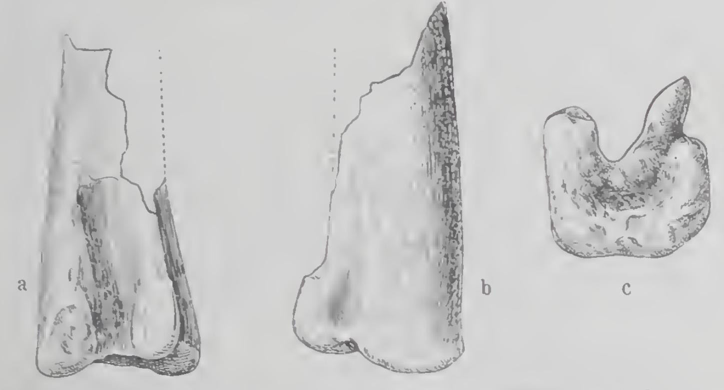


Fig. 6. Distalende des rechten Femur von cf. *Halticosaurus longotarsus* HUENE. Oberer Keuper von Halberstadt. 1 : 2 nat. Größe. a von unten, b von lateral. c von distal.

wie die Furche oben auf dem Oberende anzudeuten scheint, denn ich fasse sie als durch Druck zustande gekommen auf. Die Breite des Femurkopfes ist 5 und die jetzige Dicke 2,1 cm, sie muß aber namentlich in der vorderen Partie wesentlich größer gewesen sein. Der Trochanter minor bildet an der Unterseite eine deutliche Kante. An der Hinterseite setzt die Längskontur mit einer Kante an, während vorn die Wölbung des Femurkopfes eine starke gewesen zu sein scheint. Von der Längserstreckung sind nur wenige Zentimeter erhalten. Dieses Oberende des Femur stimmt sehr gut mit *Halticosaurus longotarsus* überein.

Länger ist das distale Fragment mit sehr scharf vorragenden schmalen und dicht beisammenliegenden Condyli, zwischen denen eine tiefe schmale Furche sich befindet. Vom fibularen Condylus zieht eine hohe scharfe Kante nach oben. Die größte Breite am distalen Ende ist 4,1, in der Mitte 4,1 cm. Der tibiale Condylus hat 16, der fibulare 9 mm Breite. Der erstere ragt 17, der letztere 26 mm über den Grund der zwischen den Condyli befindlichen Furche hervor. Letzterer, der etwas lateralwärts geneigt ist, steht 8 mm einwärts vom lateralen Längsrande. Die ganze distale Gelenkfläche ist etwa rechtwinklig zur Diaphyse gestellt. Hieraus muß auf in durchschnittlicher Stellung gestreckten Fuß geschlossen werden, etwa wie bei *Ornitholestes*, aber auch bei *Coelophysis* in der Trias. Beide Condyli reichen nur 15—20 mm aufwärts. Die Kante oberhalb dem tibialen Condylus verschwindet schon 4½ cm oberhalb dem Distalende, während die fibulare viel höher ist und durch den Bruch abgeschnitten wird (6 cm vom Distalende). In der distalen Gelenkfläche befindet sich in der Mitte eine tiefe Einsenkung, die mit einer Furche lateral neben dem fibularen Condylus den Rand erreicht. Die Dicke des Femur ist 4 cm über dem Distalende, neben dem tibialen Condylus 2,8, neben dem fibularen Condylus 3,4 cm.

Aus der Beschreibung der vier Knochen dieses Fundes geht deutlich hervor, daß es sich nur um einen Coelurosaurier handeln kann. Die Form des Femur-Proximalendes und das Ilium-Fragment sowie die allgemeine Größe lassen es mich für sehr wahrscheinlich halten, daß hier ein zweiter Fund von *Halticosaurus longotarsus* H. vorliegt (Huene, Trias-Dinosaurier Europas. Geol. u. Pal. Abh. Suppl.-Bd. 1908. p. 231 ff., Taf. 97). Ich bezeichne diesen Fund als „cf. *Halticosaurus longotarsus* H."

Der Brustwirbel von *Pterospondylus trielbae* Jaekel besitzt alle Characteristica von *Procompsognathus triassicus*, nur noch breitere Querfortsätze. Da er aber gleichermaßen *Podokesaurus holyokensis* Talbot so außerordentlich ähnlich ist, mag der eingeführte Gattungsname zunächst beibehalten werden.

Sehr wertvoll ist es, daß immerhin einzelne Reste der kleinen und ihrer Zartheit wegen stets selten erhaltenen Coelurosaurier sich auch in Halberstadt gefunden haben. Hoffentlich wird bei sehr sorgfältigem Weitergraben dort bald mehr und Zusammenhängenderes gefunden.

Tübingen, 8. Mai 1920.

Personalia.

Verliehen: Der v. Reinach-Preis der Senckenbergischen Naturforschenden Gesellschaft 1921 Herrn Prof. Dr. **Harrassowitz**, Gießen, für folgende Arbeit: Die Schildkrötengattung *Anosteira* von Messel bei Darmstadt und ihre stammesgeschichtliche Bedeutung.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

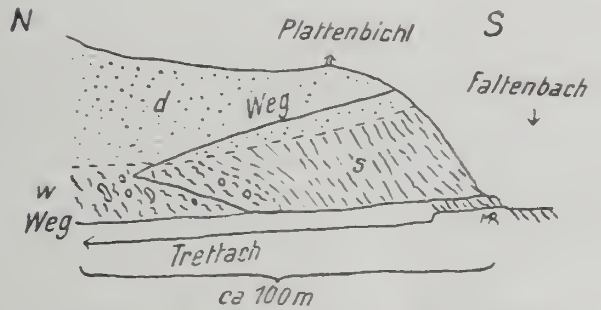
Die exotischen Blöcke im Flysch bei Oberstdorf.

Von **Max Richter**.

Mit 3 Textfiguren.

Im vergangenen Sommer hatte ich Gelegenheit, den Flysch in der Umgebung von Oberstdorf in den Allgäuer Alpen kennen zu lernen. Im folgenden will ich auf einige Stellen näher eingehen, die mir einer kurzen Betrachtung wert erscheinen.

An der einen Stelle sind in den Anlagen beim Elektrizitätswerk Oberstdorf oberste Kreideschichten aufgeschlossen; an der andern Stelle, am Kühberg, treten exotische Blöcke im Flysch auf.



d = Diluvium. w = Wildflysch. s = Seewenschichten.

Fig. 1. Weg durch die Anlagen beim Elektrizitätswerk.

Die Kreideschichten, die beim Elektrizitätswerk auftreten, sind dünnschiefrige, helle Mergel von graugrünlicher Farbe; stellenweise sind sie rot und grün gefleckt, d. h. Putzen von roter oder grüner Farbe durchsetzen da und dort das Gestein. An einer Stelle tritt eine ca. 30 cm breite Zone dunkelrot gefärbter schiefriger Kalke und Mergel auf.

Das Gestein ist außerordentlich reich an Foraminiferen, die man im Dünnschliff als *Globigerina cretacea* erkennt.

In einem andern Dünnschliff, den mir Herr Geheimrat Steinmann freundlichst überließ und wofür ich ihm herzlichen Dank sage, zeigten sich neben massenhaften Formen von *Globigerina cretacea*

auch einige wenige von *Discorbina canaliculata*. Außerdem : man im Dünnschliff einzelne Körnchen von Glaukonit.

Der ganze Komplex fällt durchschnittlich 60—70° SSO.

Folgt man dem Weg durch die Trettachanlagen ein kurze Stück nach Norden, so sieht man unter den Kreidemergeln Flysch am Wegrand auftauchen. Er besteht aus braunen, zerknitterten Schiefern, in denen Linsen und unregelmäßige Blöcke von blaugrauem Kieselkalk eingelagert sind. Daneben finden sich kleine kristalline Gerölle und Ölquarzite.

Wir haben also einen kleinen Sattel von obersten Kreideschichten vor uns, der nach NNW überkippt ist und über dem Wildflysch liegt.

Im Süden ist der Kontakt zwischen Kreide und Flysch nicht zu sehen, die Aufschlüsse finden am Faltenbach ihr Ende. Weiter südlich folgt Alluvium, bezw. Diluvium bis zum Kühberg. Dieser besteht wieder aus Flysch; durch seine exotischen Blöcke ist er bekannt geworden. Diese wurden bisher immer für Gneis gehalten; nach meinen Untersuchungen ist aber am Kühberg kein Gneis, sondern ausschließlich Glimmerschiefer vorhanden.

A. Rothpletz[1] und G. Schulze[2] waren der Ansicht, daß der „Gneis" von oben her in den Flysch durch die ostalpine Schubmasse hereingepreßt worden sei. Da aber der heutige Höhenunterschied zwischen der Basis der Schubmasse oben am Schattenberg und dem „Gneis" unten am Kühberg ca. 200 m beträgt, müssen beide ihre Zuflucht zu einer Verwerfung, der „Trettach-Illerlinie" nehmen. Diese soll auch den Transversalschub des Grünten nach Norden bewirkt haben.

Von einer Verwerfung konnte ich nirgends etwas finden. Das, was Rothpletz als Beweis anführt, nämlich das Anstehen des Hauptdolomits in der Tiefe des Trettachtales, ist durch die Wellung der Schubfläche bedingt.

A. Tornquist[3] nimmt eine ursprünglich stratigraphische Einlagerung des „Gneises" in den Flysch an.

H. Mylius[4] vertrat die eigenartige Ansicht, daß der „Gneis" an einer Überschiebung von Flysch über Flysch aus der Tiefe mitgeschleppt sei. Diese Ansicht setzt einen unverständlichen und wohl auch unmöglichen Bewegungsmechanismus voraus; außerdem gründet sie sich auf unrichtige Beobachtungen.

[1] Geologische Alpenforschungen. Teil II. München 1905.

[2] Die geologischen Verhältnisse des Allgäuer Hauptkamms von der Rotgundspitze bis zum Kreuzeck und der nördlich ausstrahlenden Seitenäste. Geognost. Jahreshefte. München 1905.

[3] Die Allgäu-Vorarlberger Flyschzone und ihre Beziehung zu den ostalpinen Deckenschüben. N. Jahrb. f. Min. etc. I. 1908.

[4] Geologische Forschungen an der Grenze zwischen Ost- und Westalpen. I. Teil. München 1912.

Arn. Heim[1] betrachtet die exotischen Blöcke als stratigraphische Einlagerung.

Meine Beobachtungen sind folgende:

Der Flysch fällt durchschnittlich 60° SSO ein und besteht aus denselben dünnen braunen Schiefern wie beim Elektrizitätswerk.

In diesem Flysch stecken Glimmerschieferbrocken von unregelmäßiger Gestalt. Sie sind wenig fest und zerfallen unter dem Hammer leicht zu Grus.

Mit diesen Glimmerschieferbrocken zusammen finden sich auch kieselige Kalkbrocken von unregelmäßiger Gestalt und von blaugrauer Farbe. Sie erinnerten mich lebhaft an gewisse Kieselkalke aus den Fleckenmergeln. Die Kalkbrocken sind nicht abgerollt, sondern eckig.

Neben einer großen Anzahl von Kalk- und Glimmerschieferbrocken sind zwei große Schollen von Glimmerschiefer vorhanden, die in den Flysch eingefaltet sind. Die südliche Scholle hat eine Mächtigkeit von etwa 3 m. Zuerst fällt sie steil nach Süden ein, dann wird die Neigung flacher.

Ebenso verhält sich auch der Flysch, so daß diese Scholle nicht diskordant den darunterliegenden Flysch und die übrigen Glimmerschieferbrocken abschneidet, wie Mylius meint.

Die zweite (nördliche) große Scholle ist ca. 1,5 m mächtig und ist wie die südliche Hauptscholle in den Flysch eingefaltet.

Im Gegensatz zu den kleinen Glimmerschieferbrocken ist der Glimmerschiefer der beiden großen Schollen von großer Härte und Festigkeit. Er ist aber nicht einheitlich, sondern wird durch allerlei Sprünge und Risse in einzelne Blöcke zerlegt.

Aus diesen Beobachtungen ergibt sich: Der Glimmerschiefer des Kühberges steht in keiner tektonischen Beziehung zum ostalpinen Triasgebirge. Eine Überschiebung von Flysch über Flysch, längs der die Glimmerschieferschollen aus der Tiefe durch alle den Flysch unterlagernden Sedimente herbeigeschleppt sein sollen, ist nicht vorhanden.

Ich nehme daher mit A. Tornquist und Arn. Heim eine ursprünglich stratigraphische Einlagerung des Glimmerschiefers in den Flysch an (Wildflysch).

Die Profile, die bisher durch den Kühberg gelegt wurden, sind teils unrichtig, teils unvollständig. Ich habe nach Entfernung von Erde usw. ein Profil aufgenommen, das Anspruch auf ziemliche Vollständigkeit erheben kann[2].

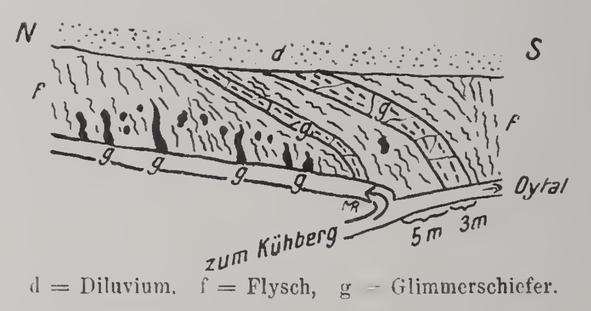
Die eigenartige Umbiegung des Flysches samt den Glimmerschieferschollen ist vielleicht als Folge des Eisdruckes während der diluvialen Vergletscherung aufzufassen.

[1] Der Grünten im Allgäu. Festschrift Albert Heim. Zürich 1919.

[2] Die einzelnen Glimmerschieferbrocken sind übertrieben groß gezeichnet.

Von den exotischen Blöcken am Kühberg habe ich vier Dünnschliffe untersucht; bei der Untersuchung war mir Herr Geheimrat Brauns behilflich, wofür ich ihm herzlichst danke. Zwei Schliffe sind von Stücken aus den beiden großen Schollen. Sie enthalten:

Sehr viel Quarz, der reich an Einschlüssen und vielfach zerbrochen ist, auf Spalten hat sich mitunter Eisenerz abgesetzt; Muscovit in großen Mengen; dazu kommen als Nebengemengteile Apatit, Turmalin, Chlorit und Eisenerz.



d = Diluvium, f = Flysch, g = Glimmerschiefer.

Fig. 2. Der Wildflysch am Kühberg.

Der dritte Schliff ist von einem der kleinen, mürben Glimmerschieferbrocken. Darin befinden sich:

Quarz, zerbrochen, mit stark undulöser Auslöschung; Muscovit; wenig Biotit; Apatit; Zirkon und Eisenerz.

Der vierte Schliff stammt von einem quarzreichen, kristallinen Geröll, wie solche häufig am Kühberg und beim Elektrizitätswerk vorkommen. Der überwiegende Bestandteil ist Quarz, daneben kommen Muscovit (in kleinen Fetzen), Apatit und Eisenerz vor. Auf Spalten ist Calcit eingedrungen.

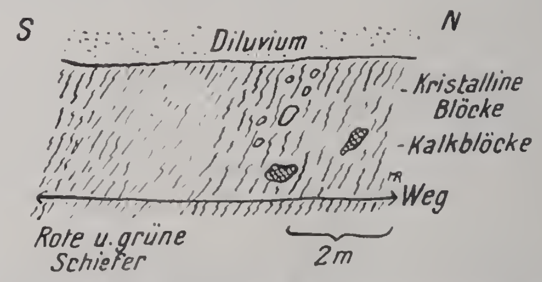


Fig. 3. Kristalline Blöcke am Weg Oberstdorf—Moorbad.

Auf der andern (westlichen) Trettachseite habe ich am Weg, der von Oberstdorf nach dem Moorbad führt, ein weiteres Vorkommen kristalliner Gesteine aufgefunden.

Auch hier liegen dieselben in braunen bröckligen Schiefern. Neben ihnen stecken im Flysch große Blöcke von blaugrauem Kieselkalk. Sie sind diese gerundet, immer eckig. Mir fiel ein großer Kalkblock von unregelmäßiger Gestalt auf, der ca. 1,5 m im Durchmesser mißt. Die braunen Schiefer umgeben ihn allseitig. Neben braunen Schiefern kommen in einer 2—3 m breiten Zone auch rote und grüne Schiefer vor. Weiter südlich schalten sich dann allmählich die normalen Flyschsedimente, Kalke und Sandsteine, ein.

Die kristallinen Blöcke hier sind nach dem Ergebnis der Untersuchung im Dünnschliff als „granatführende, stark gequetschte, kristalline Schiefer" zu bezeichnen. Die Bestandteile sind: Quarz, stark zertrümmert; wenig sekundärer Muscovit; Biotit; Orthoklas, sehr zerquetscht, in Spalten ist Quarz eingedrungen; wenig Plagioklas; Apatit; Turmalin; Rutil und Eisenerz.

Zum Schlusse möchte ich bemerken, daß ich auch einen Dünnschliff von einem Ölquarzitgerölle untersucht habe. Es zeigte sich, daß hier ein Sandstein vorliegt, dessen Bindemittel hauptsächlich Kieselsäure, daneben aber auch viel Calcit ist. Der vorwiegende Bestandteil ist Quarz in teils eckigen, teils gerundeten Körnern; daneben kommen noch vor brauner Turmalin, Zirkon und Eisenerz. Die grüne Farbe des Gesteins rührt her von sehr feinschuppigen, smaragdgrünen Aggregaten einer chloritischen Substanz.

Am zahlreichsten finden sich solche Ölquarzite im Reichenbachtobel unterhalb der Gaisalpe, wo der Wildflysch im Hangenden der Seewenschichten von Schöllang auftritt.

Zusammenfassung.

Arn. Heim faßt die senonen Kreidemergel am Elektrizitätswerk als „Couches rouges" vom Typus Préalpes-medianes-Klippen-Falknis (Falknisdecke?) auf, die im Wildflysch eingewickelt sind. Dieser Deutung kann ich nicht beipflichten. Meiner Ansicht nach liegen helvetische senone Kreidemergel (Seewenmergel, Leistmergel der Schweiz) vor, die als überkippter Sattel in den Wildflysch eingefaltet sind.

Im Hangenden der Seewenmergel folgt der Wildflysch des Kühberges und der Trettachanlagen. Ich denke dabei an einen konkordanten (stratigraphischen?) Übergang, da in den Aufschlüssen im kleinen Walsertal ein stratigraphischer Übergang deutlich zu sehen ist, und wo einzelne exotische Blöcke sich bereits in den Seewenmergeln einstellen.

Beinahe überall (Oberstdorf, nördlicher und südlicher Bregenzer Wald) findet sich die Zone mit den exotischen Blöcken im unmittelbaren Hangenden der oberen helvetischen Kreideschichten ohne jede tektonische Trennungslinie. Ich fasse daher die Wild-

flyschzone mit den darüber folgenden normalen Flyschsedimenten nicht als exotisch, sondern als helvetisch auf. Wahrscheinlich gehört der Wildflysch z. T. wenigstens noch dem obersten Senon an.

Die Herkunft der exotischen Blöcke liegt im Dunkel. Es hat aber den Anschein, als ob das Meer zur Wildflyschzeit an einer steilen, unterwaschenen Küste gebrandet sei, von der größere und kleinere Teile ins Meer stürzten; denn nur so kann ich mir das Vorkommen zweier so großer Glimmerschieferschollen, wie sie am Kühberg vorliegen, erklären.

Die Bedeutung der jährlichen Klimaschwankungen und des Reliefs für die Bodenbildung.

(Vorläufige Übersicht.)

Von **Paul Kessler** in Tübingen.

(Schluß.)

Eine außerordentliche Bedeutung hat ferner die wechselnde Richtung des Wassers im Boden im Gebiet des Tschernosioms, der „Kastanienfarbigen Böden“ und der „Braunen Böden“ Glinka's. Alle drei Bodenarten sind am besten beschrieben aus dem ebenen Steppengebiet des europäischen und des asiatischen Rußland, alle drei liegen in Gebieten mit starkem Gegensatz zwischen kaltem Winterklima und warmem Sommerklima, sowie in einem Gebiet, das infolge der kontinentalen Lage starke Verdunstung hat. Der Unterschied des Klimas in den Gebieten der drei Böden liegt in der Temperatur, der Stärke der Verdunstung und der Menge der Niederschläge. Bei allen dreien fällt die größte Niederschlagsmenge ungefähr mit der heißesten Zeit zusammen und sie liegen auch auf demselben ebenen Gelände. Es ergeben sich folgende klimatische Daten:

	Tschernosiom Europa (Mittelwerte)	Kastanienfarbene Böden (Uralsk)	Braune Böden (Astrachan)
Mittlere Jahrestemperatur .	+ 5,3°	+ 4.78°	+ 9,4°
Temp. des kält. Monats .	—10,9°	—14,28°	— 7.2°
„ „ wärmst. „ .	+21,1°	+23,43°	+25.5°
Jährl. Niederschläge . . .	461,4 mm	380,3 mm	Genaue Angaben konnte ich bisher nicht erhalten, doch sollen die Niederschläge noch geringer sein als in den beiden anderen Zonen.
N. d. heißesten Monats . .	56,8 „	39,4 „	
„ „ kältesten „ . .	28,1 „	11,8 „	
Rel. Luftfeuchtigkeit (Mittel)	70—80 %	—	
„ „ heißeste Zeit	ca. 45 %	—	

Nördlich schließen sich an die Schwarzerden die podsoligen Böden an, die nach GLINKA's eigenen Angaben[1] RAMANN's Braunerden entsprechen, südlich der „Braunen Böden“ GLINKA's liegen „Grauerden“, die durch ihren Reichtum an Carbonaten und leichtlöslichen Salzen ihren vorwiegend ariden Charakter erkennen lassen, der ja auch, ebenso wie der der „Braunen Böden“ aus der Abflußlosigkeit des Gebiets ohne weiteres hervorgeht[2]. Dieselbe Reihenfolge im wesentlichen finden wir nach MURGOCI's Bodenkarte in Rumänien wieder. Das Charakteristische des Tschernosioms ist, daß er eine nicht unbeträchtliche Menge des milden, d. h. mit Salzen, vorwiegend mit $CaCO_3$ adsorptiv verbundenen Humus enthält. Das haben auch Ortsböden auf Kalk oder kalkreichen Gesteinen, die sog. Rendzinen, wie wir sie z. B. am Steilhang und am Rande der Albhochfläche überall auf den Malmkalken finden. oder wie sie auch in Flachmooren sich bilden können. Aber nach HOHENSTEIN vermindert sich der oft hohe (bis 10%) Humusgehalt dieser letzteren Böden, sind sie einmal in Kultur genommen, zusehends und ist nach weniger als 100 Jahren bisweilen völlig verschwunden; auf der Albhochfläche liegt überall, wo der Boden tiefgründig ist, nicht mehr Rendzina vor, sondern Braunerde[3].

[1] In seiner Klassifikation der Böden hat LANG diese wie andere Angaben GLINKA's und KOSSOWITSCH's entweder übersehen oder absichtlich übergangen. da es sonst vollkommen unverständlich wäre, wie er in den „Braunen Böden“ ein Äquivalent der Braunerden sehen kann.

[2] Der Begriff des ariden Gebiets, der in der Geographie durch die Abflußlosigkeit charakterisiert wird. läßt sich allerdings streng genommen in dieser Weise nicht auf die Bodenkunde ausdehnen. Ob das Wasser. nachdem es einmal den Boden durchfeuchtet und bis zu einem gewissen Maße ausgewaschen hat, in das Meer abfließt oder in einen salzigen Binnensee, oder ob der Fluß in der Wüste versiegt. ist für den einmal ausgewaschenen Boden gleichgültig. Dieses Auswaschen wird auch bei mäßiger Regenmenge überall stattfinden, wo stärkere Unterschiede des Reliefs vorhanden sind; nur ein stehendes Grundwasser mit ziemlich gleichmäßigem Abstand von der Oberfläche, aus dem die Salzlösungen wieder aufsteigen können, bewirkt, daß trotz vorhandener Niederschläge in einem Gebiet mit starker Verdunstung keine wesentliche Auswaschung stattfindet, ja daß sich die Salze an der Oberfläche anreichern können.

[3] LANG ist im Irrtum, wenn er behauptet. Schwarzerde wäre auf der Alb vorwiegend. Braunerde ist herrschend, echte klimatische Schwarzerde kommt auf der Alb überhaupt nicht vor, sondern nur Rendzinen. Auch der von LANG zur Stützung seines Bodensystems. in dem sich Tschernosiom im Grade der Durchfeuchtung unmittelbar an Rohhumus anschließen soll, hervorgehobene Umstand, daß bei Schopfloch auf der Alb ein Hochmoor existiert. läßt sich in seinem Sinne nicht verwerten. denn einmal sind ja die schwarzen Böden auf der Alb Rendzinen, dann aber liegt das Hochmoor auf undurchlässigem Tuff, ist also eine Ortsbildung und keine rein klimatische Bodenbildung. Hervorgehoben sei jedoch, daß an anderen Stellen der Alb tatsächlich stark podsolige Böden vorkommen. was auch

Tschernosiom dagegen behält, soweit er nicht durch Klimaänderung degradiert wird, oder durch landwirtschaftliche Ausnutzung seinen Kalk ± völlig verliert, seinen milden Humus dauernd bei. Der Grund liegt eben einmal in den bereits erwähnten Lebensbedingungen der Mikroorganismen, dann aber in dem Verhalten des Grundwassers. Je höher es liegt[1], je ebener sein Spiegel und die Bodenoberfläche, je feinkörniger das Gestein ist[2] um so besser kann das Wasser und die in ihm enthaltenen Salze wieder aufsteigen. Nach v. SEE kommt im Schwarzerdegebiet von Mewe an den Steilhängen der Weichsel nur podsoliger Boden vor, was sich aus dem Gesagten leicht erklärt. In den russischen Schwarzerden nimmt der Kalkgehalt, wie es die vorgebrachte Hypothese verlangt, von N nach S zu, Kalk- und Gipsausscheidungen liegen im S höher als im N. Vertiefungen des südlichen Tschernosioms sind mit Salzwasser ausgefüllt. Im Gebiet der „Kastanienfarbenen“ und der „Braunen“ Böden tritt das Salz auch in ganz geringen Bodenvertiefungen bereits an die Oberfläche, wo es auskristallisiert (Bodenkomplexe GLINKA's). Auf die strukturbietenden (Ssolonetz) und die strukturlösen (Ssolontschak) Salzböden, sowie den bekannten Vorgang $Na_2SO_4 + CaCO_3 \leftrightarrow CaSO_4 + Na_2CO_3$ als Zeugen für die Bedeutung des jährlichen Klimawechsels soll hier nur hingewiesen sein, ebenso auf die für die Struktur des Bodens so außerordentlich bedeutungsvolle Umwandlung von Na_2CO_3 in $NaHCO_3$.

Auch bei der Bildung der Braunerden unseres Klimas ist der Wechsel von Wichtigkeit. Das geht einmal aus dem bereits beschriebenen Verhalten der Gleihorizonte hervor, sodann daraus, daß sie unter Wald, also unter gleichmäßigerem und feuchterem Klima leicht podsolieren. Allerdings kommt bei uns dem Nichtausgewaschenwerden der Böden der Mensch durch Umarbeiten des Bodens und durch Düngen zuhilfe, aber andererseits entzieht er durch die Ernte dem Boden ja, wenigstens bei rationeller Wirtschaft, wieder das, was er in ihn hineinsteckt. Sogar bei der Ortsteinbildung sind vermutlich die relativ wenigen Tage, in denen

schon lange dem Forstmann aus dem dort herrschenden Nadelholzbestand bekannt ist, wie er besonders auf dem Heuberg im Forstbezirk Rottweil, aber auch an vielen anderen hochgelegenen Punkten auftritt.

[1] Die Bedeutung der Höhenlage des Grundwassers für den Salzaufstieg geht am besten aus der Tatsache hervor, daß in Trockengebieten schon mehrfach die Beobachtung gemacht wurde, daß bei künstlicher Hebung des Grundwassers vorher gute Böden versalzen wurden.

[2] Tschernosiom kommt bei tieferem Grundwasserstand nur auf feinkörnigen Gesteinen, namentlich auf Lössen vor. Nach KOSSOWITSCH dürfte, wo Tschernosiom auf Urgestein aufliegt, dieses nicht das Muttergestein sein, sondern wenig mächtiger, dem Urgestein aufgewehter Löß. Auf grobkörnigen Gesteinen habe ich, soweit sie nicht von Löß bedeckt waren, im Donetzbecken nirgends primäre Schwarzerde gesehen.

der Aufstieg des Wassers den Abstieg überwiegt, von Bedeutung. Da sie nur unter Humus stattfindet, also unter einem Reduktionsmittel, dürfte sich sonst wohl kein Fe_2O_3 bilden, sondern FeO, wie das unter Mooren der Fall ist. Versuche und Berechnungen, ob alles im Ortstein an Fe_2O_3, CaO, MgO, P_2O_5 usw. sich aus den ausgelaugten Schichten herleiten läßt, haben mir zwar den Transport von unten nach oben wahrscheinlich gemacht, sind aber nicht ganz sicher beweisend, da man von keinem einzigen Mineral bezw. keiner Verbindung behaupten kann, daß es nicht von der Auslaugung betroffen sei, mithin sich die ursprüngliche Mächtigkeit der ausgelaugten Schichten nicht näher berechnen läßt[1]. Im allgemeinen aber gilt für Podsol, daß er zwar nicht unter der denkbar gleichmäßigsten, aber unter stark gleichmäßiger und starker Durchfeuchtung entsteht. Das Verhältnis von Niederschlag und Verdunstung muß auch während der heißen Jahreszeit so sein, daß der Boden nie für längere Zeit nur geringe Wassermengen enthält, da sich sonst der Humus zersetzt. Auf gleichmäßige Feuchtigkeit weisen auch schon viele der für Rohhumus charakteristischen Pflanzen hin.

Trotzdem dürfen wir uns nicht wundern, wenn uns auch im Bleicherdegebiet salzhaltige Böden entgegentreten können, wie es namentlich in der nordsibirischen Tundra der Fall ist. Das Gebiet hat sehr geringe Niederschläge, da aber eine große Zeit des Jahres über auch die Oberschicht des Bodens gefroren ist, ist die Verdunstung aus dem Boden herabgesetzt. In Werchojansk betragen die Temperaturen:

Januar	— 51.2°
April	— 14.1°
Juli	+ 15.0°
Oktober	— 14,9°
Jahresmittel	— 17.2°

Bei gefrorenem Boden ist die Bodenumbildung sistiert, die tatsächlich auf den Boden einwirkenden Extreme betragen also nur etwas über 15°. Das Luftklima ist hier, obwohl fast die Hälfte aller Niederschläge im Juli und August fallen, arid, anders aber das Bodenklima. Da sich über der auch im Sommer hochliegenden Tjäle alles Wasser sammelt, diese auch selbst beim Tauen Wasser liefert, ist der Boden feucht, aber in den Ebenen kann das Wasser in der kurzen Zeit, da der Boden nicht gefroren ist,

[1] Auch die Annahme der Ausfällung des kolloiden Eisenhydrats in trockenen Kapillaren von weniger als 0,16 mm. wie sie Naima Sahlbom festgestellt hat. ließe sich auf den Ortstein nur bei zeitweisem Austrocknen anwenden.

vielfach nicht schnell genug abfließen, es wird also bei starker Verdunstung salzig.

Auch sonst macht sich in der Bodenbildung der Tundra der jahreszeitliche Wechsel geltend, am auffallendsten in der Fleckentundra, wo bei Beginn der Frostzeit der noch nicht gefrorene schlammige graue Boden, zwischen untere und obere wachsende Eisschicht eingepreßt, schließlich die obere Schicht durchbricht. Auch die Polygonböden, eine der auffallendsten Bodenbildungen der arktischen Zone, verdanken dem jahreszeitlichen Wechsel ihre Entstehung.

Bisher sind hier, mit Ausnahme der klaren Verhältnisse der „Braunen Böden mit Komplexen“, nur die Fälle erörtert worden, in denen ein einziger Bodentypus über weite Flächen allein herrscht. Es finden sich aber z. B. in Marokko auch Gebiete, in denen in die mit Roterde bedeckte Hochfläche Einsturzbecken von 100—500 m Durchmesser eingesenkt sind, die Schwarzerde führen. Ich glaube folgende Erklärung dafür geben zu können. In Marokko schwankt, abgesehen vom Gebirge, die Temperatur des kältesten Monats zwischen 10,6° und 16°, die des wärmsten zwischen 20° und 32°, das Jahresmittel zwischen 17° und 22°. Die Regenmenge ist gering (am Kap Juby 182 mm) und fällt in der kühlsten Jahreszeit. In den verkarsteten und daher gut drainierten Landschaften genügt aber diese Regenmenge immerhin zur Entfernung der leichtlöslichen Salze. Da die Temperatur während der Regenzeit relativ hoch ist, das Wasser also schon zahlreiche kleinere Moleküle aufweist, entstehen bei der Adsorption von Wasser und Fe_2O_3 rote Farbtöne[1]. Zu Beginn der heißen Jahreszeit steigt ein Teil des Wassers wieder auf und scheidet die schwerer löslichen Salze wieder ab, namentlich die Ca_2CO_3, so daß in der Roterde sich stellenweise Kalkkrusten bilden. Der andere Teil aber sammelt sich in den Karsttrichtern. Auch die Roterde bringt Vegetation hervor und folglich entsteht auf und in ihr Humus, aber auch während der Niederschlagszeit ist die Durchfeuchtung nicht so groß, daß nicht der Humus durch Bakterien zerstört werden könnte. Dagegen ist durch allzugroßen Feuchtigkeitsgehalt während dieser Zeit in den Trichtern die Zersetzung gehemmt. Zu Beginn der Trockenzeit setzt dann die Austrocknung so schnell ein, daß eine Zersetzung des (mit dem Kalk verbundenen) Humus nicht

[1] In Südfrankreich fällt die größte Regenmenge in den Monaten Oktober und November mit durchschnittlich 7—11, denen sich dann, während der Boden noch durchfeuchtet ist, noch kältere Monate anschließen; es entstehen also hier, da das Wasser größere Moleküle in stärkerer Zahl führt, Gelberden. Ähnlich werden wohl die Verhältnisse im Gelberdegebiet Südafrikas und Japans liegen, doch fehlen mir hierüber nähere Angaben.

stattfinden kann. Es handelt sich also im wesentlichen bei den Trichtern um zeitweise austrocknende Flachmoore, wie sie sich auch sonst in größerer Ausdehnung in Marokko finden.

Es gibt aber in Marokko auch noch andere Gebiete, in denen echte Schwarzerde, der Tirs, weite Flächen bedeckt. Es sind das sehr ebene Gelände[1]. Das während der Regenzeit sich sammelnde Grundwasser hat keinen Abfluß, infolgedessen staut es sich, die Zersetzung der Pflanzen wird herabgesetzt, da in der trockenen Jahreszeit die Salze wieder aufsteigen, findet keine Auslaugung der schwerer löslichen Salze statt und auch die leichterlöslichen gehen nur zum kleinen Teil dem Boden verloren. Bei der großen Trockenheit erhält sich der Humus[2] und es bilden sich in größerer oder geringerer Nähe der Oberfläche Kalkkrusten, wie sie von Th. Fischer und Schwantke näher beschrieben wurden.

Bestimmend für die Entstehung der Schwarzerden ist also nicht eine bestimmte jährliche Mitteltemperatur oder eine bestimmte jährliche Regenmenge oder ein bestimmtes Verhältnis beider zueinander. Es finden sich klimatische Schwarzerden nach Kossowitsch in Sibirien sogar stellenweise über der Tjäle, sie finden sich in ähnlichen klimatischen Verhältnissen wie in Südrußland in Nord- und Südamerika, sie finden sich in Marokko und Indien, überall da, wo in einer kurzen Zeit des Jahres schnell entstehende Pflanzenreste wegen Unterbindung der Lebensäußerung der zersetzenden Organismen in den übrigen Teilen des Jahres nicht zerstört werden können und wo aus klimatischen Gründen Kalk aus dem Untergrund an die Oberfläche gelangt. In den meisten Fällen findet das in Ebenen statt. Daß allerdings durch dauernden Entzug des Kalks durch Ernten allmählich Schwarzerde ebenso degradieren kann, wie sie in manchen Gebieten mit nicht ganz dem Gleichgewichtszustand zwischen Auf- und Abstieg des Kalks entsprechendem Klima schließlich ihren Charakter verliert, bedarf kaum besonderer Erwähnung.

Die Frage nach der Entstehung der Roterden ist im vorhergehenden schon mehrmals gestreift worden. Sie sind nicht nur im Mittelmeergebiet sondern auch sonst weit verbreitet. Ihr Charakteristikum ist die rote Farbe und das Fehlen des Humus. Am besten bekannt sind, namentlich durch die Arbeiten des Grafen

---

[1] Das Muttergestein des Tirs ist wahrscheinlich zum größten Teil äolischer Entstehung und hat daher ähnliche physikalische Eigenschaften wie das des Tschernosioms.

[2] Es ist aus Hilgard's amerikanischen Bodenbeobachtungen bekannt, daß in fast-ariden Gebieten vielfach Stroh und Mist verbrannt wird, da sie im Boden infolge der großen Trockenheit sich nicht zersetzen und daher eher bodenverschlechternd als bodenverbessernd einwirken. Auch Gründünger liegt oft monatelang unzersetzt im Boden.

zu Leiningen, die Roterden der ehemals Habsburgischen Küstenländer. Nach Hann sind die dortigen Klimaverhältnisse (Abazzia) folgende:

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Jahr
Monatsregenmengen in Zentimeter .	7	6	7	7	8	8	6	8	10	13	11	9	130
Monatstemperaturen des Winters . .	5,9°	6,7°	8,6°								10°	6,6°	

Im Winter hat die Bora, der trockene kalte NO-Wind, ihre Hauptzeit. Daher ist zu dieser Zeit die Luft trocken, manchmal beträgt die Feuchtigkeit noch nicht 50%. Die Hauptdurchfeuchtung findet also in der warmen Jahreszeit statt, daher bilden sich rote Eisenverbindungen[1]. Die Wärme im Gebiete der Roterden genügt zwar zur Bildung wasserarmer Eisenverbindungen, aber nicht zur Bildung größerer Mengen $Al(OH)_3$; es entstehen vielmehr Tone. Überhaupt halten rote Farbe und Hydrargillitbildung nicht gleichen Schritt, es gibt vielmehr alle Übergänge von roten Tonen zu rotem Laterit; umgekehrt ist die rote Farbe keineswegs ein Kennzeichen für Laterit. Es gibt vielmehr auch, ist das Muttergestein sehr arm an Eisen gewesen, weiße, ist es reich an Mangan gewesen, schwarze Laterite. Es ist daher z. B. unrichtig, wenn Atterberg die roten Böden von Rio de Janeiro Laterit nennt, obwohl ihr Hauptbestandteil Kaolin ist. Derartige Böden sind Roterden, nicht Laterit. Bauer hat als erster darauf hingewiesen, daß echter Laterit keine größeren Mengen löslicher Kieselsäure führt. Da das Mengenverhältnis von $Al(OH)_3$ und $H_4Al_2Si_2O_9$ bezw. der diesen Mineralien ungefähr entsprechenden Adsorptionsverbindungen in den Böden nicht feststehend ist, sondern alle Übergänge vorhanden sind, so ist die Festlegung, was man als Laterit, was als Roterde bezeichnen will, reine Konvention.

Sowohl über Roterden wie über Laterit hat man öfters braune Böden gefunden. Die Schlußfolgerungen aus dieser Tatsache waren bei verschiedenen Autoren gerade entgegengesetzte. Lang schloß, daß wo Laterit unter braunem Boden liegt, letzterer bei einem Klimawechsel aus ersteren entstanden sei. Stremme schloß, daß Laterit ein illuvialer Horizont tropischer Waldböden sei, vergleichbar etwa unseren Fuchserden. Nun wird Laterit in weiter Verbreitung sowohl unter Wald wie in der Savanne gefunden, die Frage läßt sich also nicht ohne weiteres entscheiden. Gegen Stremme's Auffassung spricht, daß Laterit ganz gewöhnlich auch

[1] Wo aber die Temperatur durch Waldbedeckung herabgesetzt wird, wo sich Humus infolge der geringen Verdunstung bildet, da entstehen braune Eisenverbindungen, die wohl als Adsorptionsverbindungen des Eisens mit dem Humus, vielleicht auch mit Kieselsäure, aufzufassen sind.

ohne braune Decke — den Namen Braunerde, der vorerst einmal nur Böden unseres Klimas mit ganz bestimmten Eigenschaften bezeichnet, möchte ich vermeiden — gefunden wird, daß aus dem Laterit selbst alle Alkalien und alle lösliche Kieselsäure und sogar ein Teil des Aluminiums entfernt sind, daß er also ein äußerst ausgelaugtes Gestein ist und damit kein Einschwemmungshorizont sein kann; gegen LANG spricht, daß nach dem Zeugnis unserer besten Tropenkenner wie PASSARGE Laterit vorwiegend unter Wald vorkommt[1]. Ich halte es, ohne mich länger bei dem Thema aufhalten zu wollen, für nicht ausgeschlossen, daß Laterit sowohl unter brauner Tropenerde wie als Oberflächenbildung entstehen kann. Wird Humus unter Wald nicht vollkommen zersetzt, sondern geht teilweise in Lösung, so wird der Humus unter Umständen durch Adsorptionsverbindungen mit Eisenoxyd aufgebraucht, es entstehen braune Farben. Das Wasser aber, soweit es nicht kapillar festgehalten wird, kann, von seinem Humusgehalt befreit, in die Tiefe sinken. Die $H^{\cdot}$-Ionen sind nicht aufgebraucht, auch die OH'-Ionen wohl nur teilweise, neue Dissoziation in $H^{\cdot}$ und OH' stellt sich so wie so wieder ein, das Wasser kann also trotz der Humusbildung an der Oberfläche in der Tiefe auf die oben angedeutete Weise wirken[2].

Sehr auffallend sind einige Schlußfolgerungen, die LANG aus seiner Anschauung über die Entstehung des Laterits zieht. Die oben in der Anmerkung erwähnten Eisenkonkretionen und Eisenkrusten bilden sich nach LANG in der Regenzeit, während in der Trockenzeit die rote Farbe des Laterits entstehen soll. Nun ist es aber eine bekannte Tatsache, daß die Krusten vorwiegend in der Savanne, also in einem Gebiet mit ausgesprochener Trockenzeit sich bilden. Nach KORT entstehen sie sehr schnell, wenn tropischer Wald abgeholzt, mithin das Bodenklima trockener wird, GUILLEMAIN schildert sogar, wie die am Ende der Regenzeit gestochenen und beim Hausbau aufeinandergesetzten Lateritstücke sich in der

[1] Wenn LANG WOHLTMANN als Kronzeugen für seine Auffassung anführt, so kann er dies deshalb tun. weil WOHLTMANN als Laterit nur ein tropisches rotes Verwitterungsprodukt mit Eisenkonkretionen ansah. Derartiger Laterit kommt allerdings aus noch zu besprechenden Gründen vorwiegend unter Savannen vor.

[2] Ob in den von LANG bereisten Gebieten speziell der Laterit rezent oder fossil ist, entzieht sich meiner Beurteilung. In den meisten Fällen ist es sicher, daß, wo Laterit vorkommt, wir es mit schon sehr lange anhaltenden Verwitterungsvorgängen zu tun haben. Liegt aber über Laterit ein brauner Boden, der lösliche Kieselsäure enthält, so ist an eine Entstehung dieses Bodens durch Umwandlung von Laterit überhaupt nicht zu denken. Es muß neues Material auf irgend eine Weise zugeführt sein. In Gebieten mit tätigen oder erst kürzlich erloschenen Vulkanen wird man zunächst an die Zufuhr vulkanischen Staubs denken.

Trockenzeit außen mit einer Eisenkruste umgeben. Das läßt wohl den Schluß zu, daß das Eisen im feuchten Boden in Solform vorhanden ist, bei der Verdunstung mit dem Wasser nach oben bezw. nach außen wandert und beim Austrocknen des Ziegels sich als Gel niederschlägt. Also auch die Eisenkrusten der Savanne wären demnach unter dem jährlichen Klimawechsel entstanden. Daß in der Tat Laterit (und Roterde) nicht, wie Lang es will, unter herrschendem Einfluß der trockenen Jahreszeit, sondern unter dem der feuchten sich bildet, dafür spricht auch die Angabe Passarge's, daß in tropischen Gebirgen die Regenseite die rote Farbe zeigt, nicht die niederschlagsarme. Diese soll bräunliche Farbtöne aufweisen. Die Erklärung der braunen Farbe dürfte hier eine andere sein als die oben für Braunerden und Gelberden unserer Gegenden und des Mittelmeergebietes gegebene und eher mit der der braunen Böden im Roterdegebiet und im Lateritgebiet übereinstimmen, indem auch hier Adsorptionsverbindungen des Eisens entweder mit Humus oder wahrscheinlicher mit Kieselsäure entstehen. Irgend etwas mehr als Möglichkeiten zu erwägen, ist mir zurzeit in diesem Falle nicht möglich.

Wäre übrigens die Trockenzeit Ursache der Rotfärbung des Laterits, so müßte man erst recht erwarten, in den vollariden Wüsten rote Farbtöne ausschließlich herrschend zu finden. Das ist nicht der Fall. In der doch vollariden ägyptischen Wüste sah ich nur gelbe Farbe und dunkle Schutzrinden. Die Farbe der letzteren ist nach Walther gelb, braun und schwarz.

In diesem kurzen vorläufigen Bericht konnten nur einige wenige Tatsachen gestreift werden, er ist daher an sich schon lückenhaft, andere Dinge bedürfen noch des eingehenderen Studiums, bei dem vielleicht die eine oder andere Ansicht etwas modifiziert werden muß. Immerhin glaube ich doch schon, auch ohne auf die für das Thema sehr wichtigen Analysen der Böden näher eingegangen zu sein, gezeigt zu haben, daß es nicht möglich ist, die klimatischen Faktoren der Bodenbildung in einigen wenigen Zahlen festzulegen, auch wenn sie nur für „optimale Verhältnisse" gelten sollen. Versucht man es doch, so kommt man dazu, Glinka's Braune Böden Ramann's Braunerden gleichzusetzen, die Schwarzerden für humider als die Braunerden zu erklären, daher den russischen Tschernosiom, diesen Typus des klimatischen Bodens, für einen Ortsboden zu halten und dergleichen Dinge mehr.

Zur Beurteilung der fossilen Anthropoiden.

Von **Adolf Remane.**

(Mitteilung der Paläontologen-Vereinigung Berlin.)

Die Beurteilung mancher fossilen Anthropoidenreste ist noch heute derart großen Schwankungen unterworfen, daß eine kritische Revision des vorhandenen Materials nötig erscheint. Eine solche Revision muß sich natürlich in weitgehendem Maße auf den Bau der rezenten Anthropoiden stützen, und zwar entsprechend der Art des überlieferten Materials in erster Linie auf das Gebiß. Dabei ist besonders auf den Variationskreis der rezenten Gattungen zu achten, ein Faktor, der bisher bei den Untersuchungen über fossile Anthropoiden ganz ungenügende Beachtung gefunden hat, jedoch von größter Bedeutung ist. Ich konnte zu diesem Zweck 900 Anthropoidenschädel untersuchen. Eine auch nur oberflächliche Darstellung des Variationskreises würde hier viel zu weit führen; ich muß in dieser Hinsicht auf meine demnächst erscheinende Hauptarbeit verweisen, die auch die ausführliche Begründung der nachstehenden Anschauungen enthält. Erwähnt sei nur, daß der Breitenindex der Zähne, dem bisher große Bedeutung zuerkannt wurde, zur Beurteilung der fossilen Reste nahezu wertlos ist.

Großen Wert scheint mir dagegen das Leistensystem zu besitzen, besonders das der unteren Molaren. Hier finden sich bei Gorilla am M_1 konstant, bei Orang und Schimpanse häufig, zwei Leisten zwischen Protoconid und Metaconid. Wie ein Vergleich mit dem zweiten Milchmolaren, dem z. T. noch ein Paraconid (Adloff 1908 bei Gorilla) samt der vorderen Trigonidleiste zukommt, lehrt, entspricht die vordere dieser beiden Leisten der ursprünglich von Paraconid zum Protoconid, nunmehr zum Metaconid verlagerten vorderen Trigonidleiste. Die hintere ist die normal gelagerte hintere Trigonidleiste. Diese vordere Trigonidleiste ist bei den Hylobatiden vollkommen verloren gegangen, und weder an Dauer- noch an Milchmolaren findet sich irgend eine Spur. Hierin sind die Hylobatiden also spezialisierter als die Simiiden! Daß es sich bei den Simiiden nicht um einen Neuerwerb handelt, wird dadurch wahrscheinlich gemacht, daß die vordere Trigonidleiste auch bei einigen Platyrrhinengattungen in derartiger Übereinstimmung auftritt, daß eine Homologie dieser Bildung bei beiden Gruppen kaum zweifelhaft erscheint.

Betrachtet man unter diesem Gesichtspunkt die fossilen Anthropoiden, so zeigt sich, daß die ältesten Reste, die oligocänen Genera *Parapithecus*, *Moeripithecus* und *Propliopithecus* gleiche oder sogar stärkere Reduktion des Trigonidteils der unteren Molaren zeigen als die rezenten Hylobatiden. Demnach wären diese Gattungen der

Familie der Hylobatidae einzureihen und von der direkten Aszendenz der Simiiden auszuschließen. Über *Pliopithecus* sind die Angaben nicht eindeutig. Biedermann und Schlosser erwähnen eine unpaare Zacke am Vorderrand des M_1. Ob es sich dabei tatsächlich um das Paraconid handelt und ob die vordere Trigonidleiste gleichzeitig vorhanden war, läßt sich aus den Abbildungen nicht entnehmen. Der eine von mir untersuchte Unterkiefer zeigte nichts von einer derartigen Bildung. Eine Nachuntersuchung des Göriacher Materials, besonders der Milchmolaren, würde leicht die gewünschte Aufklärung bringen. Da die Schneidezähne denen von *Hylobates* sehr ähnlich sehen, stelle ich *Pliopithecus* vorläufig gleichfalls zu den Hylobatiden. Gegen eine Vereinigung mit einem der beiden rezenten Genera: *Symphalangus* und *Hylobates* spricht die geringe Größe der Eckzähne, der wahrscheinlich stark ausgeprägte sexuelle Dimorphismus in der Eckzahngröße, der Bau der vorderen unteren Prämolaren und die Stellung des Mesoconids, die eher der des Gorilla entspricht.

Die Simiiden treten im Miocän mit der Gattung *Dryopithecus* auf, und zwar in ziemlich hoher Vollendung. Daß *Dryopithecus* tatsächlich den Simiiden und nicht den Hylobatiden einzureihen ist, ist aus dem wenigstens teilweisen Vorhandensein der vorderen Trigonidleiste ersichtlich. Auf den Abbildungen des von Schlosser beschriebenen Milchmolaren sowie einiger Molaren glaube ich wenigstens derartiges feststellen zu können. *Dryopithecus*, besonders *Dryopithecus fontani*, weist in den vorhandenen Resten so weitgehende Ähnlichkeit mit dem Gorilla auf, daß eine Differentialdiagnose zwischen beiden Gattungen vorläufig kaum möglich erscheint. Immerhin sind eine Anzahl gradueller Unterschiede vorhanden, die eine Trennung rechtfertigen. Als solche sind zu nennen: geringere Größe, stärkere Reduktion der Hauptleisten und stärkere Ausbildung der Nebenleisten, größere Inkonstanz in der Lage des Mesoconids. Die letzten Merkmale erinnern etwas an den Schimpansen, und scheinen besonders bei *Dr. rhenanus* und *Darwini* ausgeprägt zu sein. Den beiden „Typen“ von *Dryopithecus*, die Schlosser und Abel nach dem Längen-Breitenverhältnis der unteren Molaren und der Lage des Mesoconids aufstellen, kann keinesfalls Art- oder gar Gattungscharakter, wie Pilgrim anzunehmen geneigt ist, zuerkannt werden. Finden sich doch beide Typen in ein und demselben Gebiß (z. B. die von Lartet 1843 beschriebenen Unterkieferäste).

Außer *Dryopithecus* sind noch folgende Simiidengenera aus Europa beschrieben worden: *Pliohylobates*, *Anthropodus* Lapouge, *Neopithecus* Abel (= *Anthropodus* Schlosser) und *Griphopithecus* Abel. Die Reste der beiden ersten Gattungen sind derart (*Pliohylobates*: Femur, *Anthropodus*: Schneidezahn und Jochbein), daß sie nicht direkt mit den anderen fossilen Gattungen verglichen werden können. *Neopithecus* ist auf einen einzigen unteren Molar begründet, der

ursprünglich als Milchmolar von *Dryopithecus rhenanus* betrachtet wurde. SCHLOSSER erkannte den Zahn dann als M_3 und erhob ihn zur selbständigen Gattung *Anthropodus*. Dieser Name wurde später von ABEL in *Neopithecus* umgeändert. Wenn ich auch der Deutung dieses Zahnes als M_3 beistimme, halte ich doch eine Trennung von *Dryopithecus rhenanus* für ungerechtfertigt, und zwar aus folgenden Gründen: 1. Die Unterschiede zwischen *Neopithecus* und *Dryopithecus rhenanus* sind geringer, als die innerhalb einer der rezenten Gattungen zu beobachtenden Unterschiede. 2. Daß der Gattung *Dryopithecus* starkes Variieren zukam, beweisen die bisher bekannten Reste, besonders von *Dryopithecus fontani*. 3. Unter den Molaren von *Dr. rhenanus* zeigt ein Zahn, wie auch GREGORY 1916 bemerkt, deutliche Annäherung an den *Neopithecus*-Zahn. *Neopithecus* dürfte also als Synonym zu *Dryopithecus rhenanus* gestellt werden. In gleicher Weise betrachte ich den als *Griphopithecus Suessi* von ABEL beschriebenen oberen Molar als zu dem vom selben Fundplatz stammenden *Dryopithecus Darwini* gehörig, der auf einen unteren M_3 basiert ist. ABEL führt als hauptsächliches Unterscheidungsmerkmal dieser beiden Gattungen die Größendifferenz an. Eine Messung ergab jedoch, daß diese Werte in keiner Weise den bei den rezenten Gattungen zu beobachtenden Variationskreis überschreiten, z. T. beträchtlich hinter diesen zurückbleiben. Wenn dieses Argument auch nicht als direkter Beweis für die Zusammengehörigkeit dieser beiden Reste gelten kann, so ist doch dadurch einer Trennung der Boden entzogen, und ich sehe mich genötigt, *Griphopithecus* als Synonym zu *Dryopithecus Darwini* zu stellen, solange nicht andere wichtige Unterscheidungsmerkmale nachweisbar sind.

Aus den indischen Sivaliks, von denen bisher die Gattung *Palaeopithecus* LYDEKKER bekannt war, hat PILGRIM im letzten Jahrzehnt eine Anzahl weiterer Anthropoidenreste beschrieben, die er mehreren Gattungen und Arten zuteilt. Drei neue Arten werden der Gattung *Dryopithecus* hinzugefügt, *Dr. punjabicus*, *Dr. chinjiensis* und *Dr. giganteus*. Sie stammen aus den Chinji- und Nagrischichten. Von *Dr. punjabicus* ist ein Oberkiefer mit sämtlichen Backenzähnen, sowie Unterkieferbruchstücke des Unterkiefers mit einem M_2 und einem M_3. Nach den Oberkieferzähnen ist eine Zuteilung zur Gattung *Dryopithecus* durchaus gerechtfertigt, da in der großen Ausdehnung der Fovea anterior und dem Verlauf der hinteren Randleiste, sowie in der Dreiwurzeligkeit des P^4 *gorilla*- bezw. *dryopithecus*-artige Merkmale vorliegen. Auch die deutlich entwickelte Leiste zwischen Metaconus und Hypoconus am M^1 könnte in dieser Hinsicht verwertet werden. An den Unterkiefermolaren könnte als einzigstes derartiges Merkmal die sehr starke Entwicklung des Basalbandes genannt werden. — *Dr. chinjiensis* liegt in drei Unterkiefermolaren vor, die wohl als Anthropoidenzähne erkannt werden können, im übrigen aber nicht sicher zu bestimmen

sind. Die Zuteilung zu *Dryopithecus* ist durchaus provisorisch. Diese Reste mit der Ahnenreihe des Gorilla in Zusammenhang zu bringen, ist verfrüht und erscheint mir bei der starken Entwicklung des Hypoconids, sowie des ganzen Talonidteils — die Zusammengehörigkeit der drei Zähne vorausgesetzt — des einen Zahns als zweifelhaft. Die dritte Art, *Dr. giganteus*, ist nur durch einen M_2 (Pilgrim M_3) bekannt. Der Zahn zeigt wenig Übereinstimmung mit den anderen *Dryopithecus*-Molaren. Seine Größe nähert sich der bei Gorilla beobachteten Maximalgröße, der Verlauf der Furchen zeigt einige bedeutsame Anklänge an den des Orangs. Der Zahn scheint kaum der Gattung *Dryopithecus* anzugehören, und wenn es überhaupt gerechtfertigt ist, auf einen einzelnen Zahn eine besondere Gattung zu errichten, so wäre es hier der Fall. Möglicherweise sind Beziehungen zum Orang vorhanden.

Gleichfalls auf einen einzigen Zahn, und zwar einen dritten oberen Molaren, ist die Gattung *Palaeosimia* mit der Art *rugosidens* errichtet worden; sie wird von Pilgrim als Ahne des Orangs bezeichnet. Der Zahn zeigt einen etwas reduzierten hinteren Teil. Bei der Beurteilung derartiger Zähne ist aber besondere Vorsicht geboten; und auch der Runzelung ist in diesem Zusammenhange kein allzu großer Wert beizumessen. Deshalb halte ich es für unannehmbar, für diesen Zahn eine besondere Gattung mit hoher phyletischer Bedeutung zu errichten. Viel wahrscheinlicher ist, daß hier ein etwas deformierter Zahn irgend eines der anderen Sivalikanthropoiden, wohl des *Dryopithecus punjabicus* vorliegt.

Die letzte und wichtigste der Pilgrim'schen Gattungen ist *Sivapithecus*, die in mehreren Unterkieferbruchstücken und Zähnen erhalten ist. Pilgrim rekonstruiert ungeachtet des relativ großen Eckzahns diese Reste zu einem menschlich gerundeten Kiefer und reiht *Sivapithecus* direkt in die Hominiden ein. Diese Kieferrekonstruktion ist 1916 von Gregory verworfen worden, der seinerseits eine Rekonstruktion nach dem Muster eines weiblichen Orangkiefers vornimmt und die Gattung zu den Simiiden stellt. Ich stimme darin Gregory vollkommen bei. Mit der Pilgrim'schen Rekonstruktion fällt aber auch die Berechtigung, *Sivapithecus* von dem in einem Oberkiefer vorhandenen *Palaeopithecus* zu trennen. Hebt doch Pilgrim selbst die relativ große Ähnlichkeit beider Gattungen im Zahnbau hervor, soweit sich eine solche zwischen Zähnen des Oberkiefers und des Unterkiefers feststellen läßt. Eine derartige Vereinigung der beiden Gattungen hat bereits Lydekker vorgenommen in einer Arbeit, die mir leider nicht bekannt ist. Gegen diese Vereinigung sprechen auch nicht die beiden *Sivapithecus* zugeschriebenen Oberkiefermolaren. Hervorgehoben sei nur noch, daß sich im Bau der Unterkiefermolaren einige Ähnlichkeiten mit dem Orang erkennen lassen, auch einige an Schimpanse erinnernde Merkmale sind vorhanden.

Als dritte Familie der Anthropoiden wären die Oreopithecidae zu nennen, die SCHWALBE auf die Gattung *Oreopithecus* begründet. Eine Diskussion über diese Gattung, sowie über *Pithecanthropus* und *Eoanthropus* würde hier zu weit führen.

Die vorstehenden Zeilen zeigen, daß eine auf die Variation der rezenten Formen begründete Betrachtungsweise eine ziemlich beträchtliche Reduktion der fossilen Gattungen mit sich bringt. Das System der Anthropoiden würde sich demnach folgendermaßen gestalten:

1. Fam. Hylobatidae.
   †*Parapithecus*. †*Morripithecus*. †*Propliopithecus*. †*Pliopithecus*. *Symphalangus*. *Hylobates*.
2. Fam. †Oreopithecidae.
   †*Oreopithecus*.
3. Fam. Simiidae.
   †*Dryopithecus*: *Dr. Fontani*, *Dr. rhenanus* (= *Neopithecus Brancoi*), *Dr. Darwini* (= *Griphopithecus Suessi*), *Dr. punjabicus* (= ? *Palaeosimia rugosidens*). †*Palaeopithecus* (= *Sivapithecus*). *Gorilla*. *Anthropopithecus*. *Simia*.

Vereinzelte Simiidenzähne sedis incertae.
?†*Dryopith. chinjiensis*. ?†*Dr. giganteus* (= *Simia fossilis*).

Anthropoidenreste, deren direkter Vergleich mit den anderen fossilen Gattungen nicht möglich ist:
†*Pliohylobates* (= *Pnidopithex*), †*Anthropodus* LAPOUGE.

Ein Fund von cf. *Placerias* Lucas in der kontinentalen Trias von Europa.

Von **F. Broili.**

Mit 2 Textfiguren.

Das vorliegende Fossil wurde durch Herrn Dr. E. KRAUS, dem auch an dieser Stelle der aufrichtigste Dank ausgesprochen sei, der paläontologischen Staatssammlung in München geschenkt. Er hatte dasselbe im Jahre 1916 in einem Bruch nördlich nahe der Straße Igney-Amenocourt (südl. von Avricourt, Lothringen) in der oberen Lumachellebank des oberen Muschelkalks gefunden.

Es handelt sich um den Humerus eines Tetrapoden. Leider ist die Erhaltung keine besonders günstige, insoferne der distale Abschnitt des Knochens, der die Gelenkung mit Radius und Ulna vermittelt, fehlt, außerdem zeigt neben anderen Verletzungen besonders der Processus lateralis an seinem Seitenrand starke Verletzungen auf.

Charakteristisch für unseren Humerus ist der stark verbreiterte und ausgedehnte vom proximalen Ende ausgehende Processus lateralis, welcher beinahe bis zur Mitte heruntergereicht haben dürfte; er ist sehr schwach und flach, um allmählich zum mäßig verdickten Innenrand anzusteigen und zeigt in seiner unteren Partie ein kräftiges Nutritionsloch. Die mittlere Partie des eigentlichen Schaftes erscheint durch diesen Fortsatz sowie durch den Umstand, daß sich auch der distale Abschnitt ziemlich verbreitert, eingeschnürt.



Fig. 1. cf. *Placerias* Lucas. Rechter Humerus. Außenseite. Ob. Muschelkalk, südl. von Avricourt, Lothringen. ca. ½ nat. Größe.

Die proximale Endfläche, die sich nur mit Schwierigkeit vom anhaftenden Muttergestein reinigen läßt, ist im Gegensatz zu der übrigen glatten Oberfläche des Knochens gerauht und trug offenbar eine Knorpelkappe.

Die Maße sind folgende: Größte Länge 17 cm, wahrscheinlich größte Breite über dem Processus lateralis 9 cm, Breite am Unterende des Processus lateralis 7 cm, geringste Breite des Schaftes 4,2 cm. Im Verhältnis zu der Länge und Breite ist das eigentliche Lumen des allerdings etwas verdrückten Knochens nicht besonders stark, denn die dickste Stelle des Schaftes mißt nur 1,7 cm.

Unter allen mir bekannten Humeri von Stegocephalen und Reptilien ist der von *Placerias* LUCAS[1] unserem Stücke, soweit dasselbe erhalten ist, am ähnlichsten. Diese Gattung — die in der (? vielleicht oberen) Trias von Tanners Crossing am Little Colorado River, Arizona, entdeckt wurde — ist nämlich lediglich auf dem Humerus begründet, auf Grund dessen charakteristischer Gestalt LUCAS die Gattung *Placerias* aufstellte: „the generic name being given on account of the breadth of body indicated by the short, broad humerus." In der Tat ist die Ähnlichkeit beider Humeri eine auffallende; die amerikanische Form unterscheidet sich in der Hauptsache eigentlich nur durch die mehr als doppelte Größe gegenüber dem lothringischen Humerus, im übrigen decken sich die übrigen Proportionen ziemlich (*Placerias:* Größte Länge 39,8 cm, größte Breite über dem Processus lateralis 20 cm, Breite am unteren Ende des Processus lateralis 14,4 cm, geringste Breite des Schaftes 6 cm), lediglich der Schaft unserer Form zeigt dabei eine relativ größere Breite, leider fehlt derselben der distale Abschnitt, daß sich die stark differenzierten und ausgeprägten Gelenkflächen für Radius und Ulna sowie das ansehnliche Foramen entepicondyloideum von *Placerias* hier nicht nachweisen und erkennen lassen.



Fig. 2. *Placerias hesternus* LUCAS. Rechter Humerus. Außenseite. Trias. Tanners Crossing, Little Colorado, Arizona. ca. $\frac{1}{5}$ nat. Größe nach LUCAS.

Ohne mich für eine Identität beider Funde auszusprechen, möchte ich einstweilen das Stück aus dem Lothringer oberen Muschelkalk als „cf.! *Placerias* LUCAS" in die Literatur einführen, wobei zum Ausdruck gebracht sei, daß dasselbe wohl auf ein, wenn auch nicht identisches, so doch sehr ähnlich gebautes Tier zurückzuführen ist.

---

[1] F. A. LUCAS, A new Batrachian and a new Reptile from the Trias of Arizona. Proc. U. S. Nat. Mus. 27. 1904. p. 194. T. IV.

Wie S. W. Williston[1] gelegentlich des *Placerias*-ähnlich ausgebildeten Humerus von *Eubrachiosaurus* aus den obertriassischen Ablagerungen von Wyoming bezüglich der möglichen verwandtschaftlichen Beziehungen desselben anführt, indem er die südafrikanische permische Gattung *Tapinocephalus (Phocasaurus)* — die nun zu der Gruppe der Dinocephalia Broom gestellt wird — zum Vergleiche heranzieht, so halte auch ich es für nicht ausgeschlossen, daß hier vielleicht ein Vertreter aus der „alten Ordnung" der Anomodontier vorliegen kann, soweit ein isolierter und fragmentärer Skeletteil diesen Rückschluß erlaubt.

Für einen Vergleich der europäischen kontinentalen Trias mit jener Nordamerikas ist der Fund von cf. *Placerias* aus dem Lothringer Muschelkalk nicht ohne Interesse. Nach den Untersuchungen von M. Mehl[2] ist nämlich nicht eine einzige, sowohl Nordamerika wie Europa gemeinsame Gattung triassischer Wirbeltiere einwandfrei nachgewiesen worden, denn nach Jaekel's[3] Feststellungen bei den Parasuchiern ist nämlich *Belodon buceros* Cope aus der Trias von Neu-Mexiko nicht mehr für ident mit unserem *Phytosaurus* (*Belodon* = *Lophoprosopus* Mehl) zu halten, sondern vermutlich mit *Heterodontosuchus Ganei* Lucas[4] aus der Trias des südlichen Utah und Arizona und Repräsentant eines selbständigen, wenn auch *Phytosaurus* sehr ähnlichen Genus: *Machaeroprosopus* Mehl (*Metarhinus* Jaekel). Das gleiche gilt auch für *Rutiodon (Rhytidodon)* Emmons aus der Trias der Vereinigten Staaten, der verschiedentlich als identisch mit dem europäischen *Mystriosuchus* E. Fraas angesehen wurde. Die oben ausgesprochene Meinung von Mehl findet eine Stütze in den Angaben von E. Branson[5] bei dessen Stegocephalenstudien, welcher *Metopias (Metoposaurus) Fraasi* Lucas, von dem gleichen Fundort wie *Placerias*, nicht mehr mit der schwäbischen Gattung, sondern mit dem diesem ungemein ähnlichen *Anaschisma* aus der Trias von Wyoming identifizieren will. Von den übrigen amerikanischen Stegocephalen wird *Dictyocephalus* Leidy aus der Trias von Nord-Carolina mit unserem *Trematosaurus* verglichen,

[1] S. W. Williston, Notice of some new Reptiles from the upper Trias of Wyoming. Journ. of Geol. XII. 1904. p. 694. „At all events, I believe that the genus (sc. ‚*Eubrachiosaurus!*'), as also *Placerias* Lucas, and the following, belong among the true Anomodontia."

[2] M. G. Mehl, New or little known Phytosaurs from Arizona. Quarterl. Bull. of the Univers. of Oklahoma. N. Ser. 103. March 1916 cf. p. 21—23. — Vgl. auch M. Mehl, The Phytosauria of the Trias. Journ. of Geol. **23**. 1915. No. 2. p. 161 etc.

[3] O. Jaekel, Über einen neuen Belodonten aus dem Buntsandstein von Bernburg. Sitzungsber. d. Ges naturf. Fr. Berlin 1910. 5. p. 219, 220.

[4] Amer. Journ. of Sc. **156**. 1898. p. 399.

[5] E. B. Branson, Structure and relationships of American Labyrinthodontidae. Journ. of Geol. XIII. 1905. p. 590.

und *Eupelor* Cope (Trias von Pennsylvanien) bezeichnete Cope[1] ursprünglich als *Mastodonsaurus*. Zu diesen in beiden Kontinenten einander sich vertretenden — eigentlich sehr dünn gesäten — Formen käme nun auch unser cf. *Placerias* aus dem Lothringer Muschelkalk hinzu!

Kiel- und Furchenbildung auf der Schalenaußenseite der Ammonoideen in ihrer Bedeutung für die Systematik und Festlegung von Biozonen

Von **Hans Salfeld** in Göttingen

Kein anderer Charakter am Ammonoideengehäuse ist so gänzlich falsch verstanden worden wie die Kiel- und Furchenbildung auf der Schalenaußenseite. Besonders die Furchenbildung hat immer wieder Veranlassung gegeben, lediglich in bezug auf diesen einen Charakter konvergente Formen zu Familien zu vereinigen, welche ganz getrennten Stämmen oder doch getrennten Familien angehören. Klassische Beispiele hierfür bildet die Familie der Cosmoceratidae Zittel, die Superfamilie der Morphoceratida Hyatt im Zittel-Eastman, die Gattung *Hoplites* Neumayr oder die Gruppe der Hoplitiden Uhlig's u. a. m. Die letzteren sind weniger die „Schwerbewaffneten" als die „Schwerbeladenen" aus einer Zeit weniger kritischer Arbeitsmethoden in der Paläontologie.

Von Neumayr war zwar schon bei der Aufstellung der Gattung *Cardioceras* hervorgehoben, daß gewisse „Arietid-Formen" wie *Arietites*, *Amaltheus*, *Cardioceras* und *Schloenbachia* nicht in genetischem Zusammenhang ständen. Nur Hyatt (Genesis of Arietidae) hat versucht, diese Erkenntnis weiter auszubauen und die aus mehreren konvergenten Gruppen bestehenden Arieten des unteren Lias in ihre genetischen Bestandteile zu zerlegen. Wenn dieser Versuch auch als nicht völlig geglückt zu betrachten ist, so darf man doch nicht in den Fehler der Bearbeiter des Zittel'schen Lehrbuches verfallen, die Arieten, einschließlich der Gruppe des *Amm. obtusus*, als genetische Einheit aufzufassen. Unterfamilien, wie sie im Zittel'schen Lehrbuche als Arietinae (sogar mit Einschluß von *Ophioceras*) oder als Amaltheidae mit *Oxynoticeras*, *Amaltheus* und *Strigoceras* ausgeschieden sind, bringen keinerlei genetische Einheiten, sondern nur in bezug auf die Kielbildung konvergente Gruppen zusammen; ja selbst zu Gattungen findet man hier Konvergenzen der heterogensten Herkunft vereinigt.

Gehen wir von einer sehr bekannten Entwicklungsreihe aus. Im oberen Dogger (Callovien) finden sich Mutationen von *Macro-*

[1] Cope. Observations on extinct Vertebrates of the Mesozoic red Sandstone. Proceed. Acad. Nat. Sci. of Philad. 1866. p. 250.

cephalites, welche bei gleichartiger Ausbildung der Lobenlinie und des Berippungstypes eine Abänderung nach der Richtung erkennen lassen, daß die bei *Macrocephalites* radial verlaufenden Rippen bei den als *Cadoceras* zusammengefaßten Mutationen an der Außenseite der Schale gegen vorn gebogen sind, gleichzeitig ist die Schalenaußenseite etwas verschmälert, so daß der Windungsquerschnitt hocheiförmig wird (oft nur in der Jugend). Verstärken sich beide Mutationscharaktere, so daß die Schalenaußenseite fast schneidend wird, und die stärker gegen vorn gezogenen Rippen winklig aufeinander stoßen, so werden diese Formen als *Quenstedtoceros* zusammengefaßt. Damit ist die Entwicklung aber noch nicht abgeschlossen, sondern die schneidende Schalenaußenseite setzt sich als deutlicher Kiel ab und in jüngeren Schichten des unteren Malm und in dem mittleren Malm plattet sich die Schalenaußenseite unter Bestehenbleiben des Kieles ab, der Kiel ist dann zwischen zwei seitliche Furchen versenkt, wird von den Rippen geschnitten (Zopfkiel) und die Vorbiegung der Rippen ist gegenüber *Cadoceras* noch verstärkt. Diese Mutationen pflegt man als *Cardioceras* zusammenzufassen.

Andererseits sehen wir, daß bei gleicher Lobenlinie und Berippungstyp manche *Macrocephalites* einen hochrechteckigen Windungsquerschnitt annehmen unter gleichzeitiger Abschwächung der Rippen auf der Außenseite; diese Mutationen faßt man als *Kepplerites* zusammen.

Ein zweites Beispiel. Im Gault sehen wir aus der Gruppe des *Desmoceras Hoyeri-Keilhacki* Wollem. unter Abschwächung der Rippen auf der Schalenaußenseite die „Gattung" *Leymeriella* hervorgehen. Die Entwicklung führt aber auch zu dem „Cosmoceraten-Stadium", d. h. zu der Gattung *Hoplites* s. str., wenn die Furche auf der Außenseite voll entwickelt ist. Dabei kommt es zur Wechselständigkeit der Rippen an der Außenfurche analog der Ausbildung bei *Parkinsonia* des Dogger. *Desmoceras, Leymeriella* und *Hoplites* s. str. gehören aber zu dem Stamm der Lytoceratida auf Grund ihres Berippungstypes (breite Rippen u. a. Charaktere), während *Cosmoceras* einschließlich der ganzen Unterfamilie der Macrocephalinae und auch anderseits *Parkinsonia* dem Stamm der Stephanoceratida (schmale Rippen u. a. Charaktere) angehören. Zum Stamm der Lytoceratida gehört auch noch eine andere Gault-Gruppe, *Parahoplites,* aus der im Gault durch Ausbildung einer Furche auf der Schalenaußenseite unter gleichzeitiger Erscheinung von zahlreichen Knoten auf den Rippen *Douvilleiceras* hervorgeht. Andererseits entsteht aus *Parahoplites* dadurch, daß der zweispitzige Innenlobus einspitzig wird, im Cenoman die Gattung *Mantelliceras,* Gruppe des *Amm. Mantelli* Sow. Aus oder gleichzeitig mit *Mantelliceras* bildet sich auf der Schalenaußenseite ein in Knoten aufgelöster Kiel, Mutanten, die man zur Gattung *Acanthoceras* zusammenfaßt.

Diese Beispiele lassen sich in großer Zahl vermehren. Ich greife nur einige weitere heraus: aus *Psiloceras* entstehen einmal Formen mit Außenfurche, die als *Schlotheimia* zusammengefaßt werden, andererseits solche mit Kiel, die wir als *Arietites* bezeichnen; aus *Aegoceras* als Formen mit Furche *Phricoderoceras*, die Gruppe des *Amm. Taylori* Sow. und mit Kiel, die Gruppe des *Asteroceras obtusum* Sow. und zum zweiten Male die Gruppe des *Ophioceras raricostatum* Sow.; aus *Dactylioceras* durch Furchenbildung die Gruppe des *Tmetoceras scissum* Ben. Besonders häufig ist das Auftreten von Furchen in gewissen Gruppen von *Perisphinctes* des Weiß-Jura, wie auch bei *Peltoceras* und *Aspidoceras*. Die „Neocom-Hopliten" sind selbständige Zweige von Perisphincten, deren Rippen bidichotom auf konstant gleicher Höhe gegabelt sind (*Neocomites* und *Thurmannia*) oder auf die virgatome Rippengabelung zurückgehen (*Lyticoceras*).

Schlußfolgerungen.

1. Furchen- und Kielbildung an der Schalenaußenseite der Ammonoideen sind sekundäre Charaktere von systematisch untergeordneter Bedeutung und nicht geeignet zur Aufstellung von Familien oder größeren Gruppen von familienhaftem Charakter. Von systematisch höherer Bedeutung sind die Charaktere der Berippung und Lobenlinien.

2. Furchen- und Kielbildung tritt in den verschiedensten Gruppen zu gleichen oder verschiedenen Zeiten unabhängig voneinander auf. Die Möglichkeit Furche oder Kiel zu bilden liegt als endogener Charakter in jedem Ammonoideentier. Daß dies letztere der Fall ist, beweist mir ein einzelnes Exemplar von *Hecticoceras* aus der Gruppe des *Hect. punctatum* Stahl, welches unter Tausenden von normal mit Kiel versehenen Exemplaren der gleichen Lokalität eine Außenfurche besitzt, wie ja auch aus den Psiloceraten, Aegoceraten, Macrocephalen und Parahopliten solche Gruppen mit Außenfurche oder mit Kiel oder mit beidem hervorgegangen waren.

3. Die genetisch richtige Einordnung der mit Furche oder Kiel versehenen Gruppen zeigt uns:

a) In den Stämmen der Phylloceratida, Lytoceratida und Stephanoceratida bricht die Reihe jedesmal nach kürzerer Zeit ab, wenn der Charakter mehr oder weniger vollständig zur Entwicklung gekommen ist. In diesen drei Stämmen sind Furchen- und Kielbildung Exzessivcharaktere, die unbedingt zum Untergange der Entwicklungsreihen führen.

b) In dem Stamm der Harpoceratida allein scheint die Kielbildung zu langen Entwicklungsreihen zu führen und Furchenbildung auf sog. Monstrositäten beschränkt zu sein.

c) In dem Stamm der Stephanoceratida ist die Herausbildung der Außenfurche gegenüber der des Kieles das häufigere.

d) Die meisten Ammonoideen-„Gattungen" des Jura und der Kreide gehören Exzessivreihen an. Es ist daher auch ein vergebliches Bemühen, die zeitlichen Lücken, welche zwischen den einzelnen „konvergenten Reihen" vorhanden sind, überbrücken zu wollen, auch wenn man seine Zuflucht zu dem großen Unbekannten, nämlich zu den unbekannten Meeresregionen nimmt, in die sich die Schwimmer von Zeit zu Zeit zurückgezogen hätten, um immer wieder in bekannten Regionen aufzutauchen. Die Lücken sind gar nicht vorhanden, wir haben bisher nur nicht erkannt, daß die Gattungen nur konvergente Erscheinungen aufweisen und in keinerlei genetischer Beziehung zueinander stehen.

Unsere Konservativreihen sind zwar auch nicht vollständig, dies hat aber seinen Grund in Beobachtungslücken in bekannten Regionen, nämlich im mediterranen Jura- und Kreide-Gebiet. Wie wenig wir aus diesen Gebieten bisher tatsächlich kennen außer Namen für große Schichtenkomplexe, zeigt ein Blick auf die Versuche, die Zonenfolgen, welche für das neritische Randgebiet des mediterranen Jura-Kreide-Gebietes oder das boreale Gebiet aufgestellt sind, auf die Tethis zu übertragen. Das mediterrane Gebiet als das Gebiet des offenen Ozeans dürfte aber die dauernde Wiege der Ammonoideenzweige gewesen sein, da wir in den Randgebieten immer wieder die Einwanderer aus ihm feststellen können. Darüber hinaus sind aber auch noch zahlreiche Beobachtungslücken an allen Orten des übrigen Jura-Kreide-Gebietes vorhanden.

Die Paläontologie ist eine Wissenschaft und hat als solche die Aufgabe, ihre eigenen Methoden auszubauen und zu verfeinern, um in ihrem Rahmen unsere Weltanffassung mit zu errichten. Sie ist nicht die dienende Magd der Geologie, sondern gibt dieser als Hilfswissenschaft die Zeitmesser zur Festlegung geologischer Ereignisse, daneben die Grundlagen für paläogeographische Untersuchungen. Je feiner wir unsere Methoden ausbauen, ein um so besseres Rüstzeug geben wir damit der Geologie an die Hand. Ich komme damit auf die Bedeutung der Kiel- und Furchenbildung in ihrer Bedeutung zur Festlegung von Zonen, d. h. in ihrer Bedeutung als Leitfossilien.

Es sind eine ganze Anzahl von Gründen, welche unbewußt den Wissenschaftler veranlaßt haben, gerade aus den Exzessivreihen seine Leitfossilien zu wählen. Erstens sollen die Leitfossilien leicht kenntlich sein, und das ist bei Exzessivformen fast immer der Fall gegenüber den in ihren Charakteren nur wenig abgeänderten Formen aufeinanderfolgender Zeiten. Zweitens müssen es Formen sein, welche häufig vorkommen. Die Exzessivreihen, welche durch Furchen- oder Kielbildung ausgezeichnet sind, sind scheinbar individuenreicher als die normalen Reihen. Drittens sollen Leitfossilien die kurzlebigsten sein, d. h. wir sollen sie solchen Entwicklungsreihen entnehmen, in denen die Abänderungen in den aufeinanderfolgenden Zeiten am schnellsten vor sich ge-

gangen sind. Dies ist die alte Forderung seit Neumayr, Oppel und Waagen. Deshalb ändern und arbeiten wir auch heute noch an der aufgestellten „Zonenfolge".

Bei meinen Studien über Jura- und Kreide-Ammonoideen hat sich nun herausgestellt, daß es gerade die durch Furchen- oder Kielbildung gekennzeichneten Exzessivreihen sind, in denen die Abänderungen in den kürzesten Zeiten erfolgen. Ja, nach den bisher gesammelten Beobachtungen scheint in diesen Reihen die Entwicklung sich gleichsam überstürzt zu haben und dadurch etwas Sprunghaftes anzunehmen gegenüber der langsameren und ebenmäßigeren Entwicklung in den normalen Entwicklungsreihen, die allein für die Fortsetzung des Stammes in Frage kommen. Letztere Reihen möchte ich als die Konservativreihen bezeichnen. Legen wir die feinsten Arbeitsmethoden der Paläontologie zugrunde, so würde sich für die Entwicklung in den Konservativreihen im allgemeinen die Evolution, in den Exzessivreihen die Revolution ergeben, was nicht ausschließt, daß es in Exzessivreihen auch gelegentlich zu Stillständen kommt, oder in Konservativreihen in langen Zeitabschnitten sich wiederholende schnell hervortretende durchgreifende Abänderungen in der Ausbildung gewisser Charaktere zeigen, wie z. B. im Stamm der Stephanoceratida in dem Berippungstyp, wo im Lias α die einfache Rippe (Psiloceratinae), im Lias β plötzlich die außen zu einer dreieckigen Platte verstärkte Rippe (Aegoceratinae), im Lias γ die an der Außenseite gegabelte Rippe (Stephanoceratinae), und im Kimmeridge die mehrfach gegabelte Rippe der Gruppe des *Perisphinctes polyplocus* Rein. auftritt, die dann im Portland einerseits zu der virgatomen Berippung (Virgatitinae) der Formen des borealen Jura-Kreide-Gebietes (*Virgatites*, *Craspedites*, *Polyptychites*, *Astieria* und *Simbirskites*), anderseits im mediterranen Gebiet zu der bidichotomen Rippengabelung (Neocomitinae) führt (immer auf gleicher Höhe an der Außenkante und in der Nähe des Nabels) (*Neocomites* und *Thurmannia*). *Lyticoceras*, Gruppe des *Amm. noricus* und *radiatus*, sowie des *Hoplites Arnoldi* v. Koen. schließt sich als aulacoider Zweig an *Astieria*—*Polyptychites* des borealen Gebietes an.

Wedekind hat in seiner Biostratigraphie gezeigt, daß unsere Zonenfolge eine aus verschiedenen Entwicklungsreihen von Leitfossilien kombinierte sei, und dem gegenüber von einer theoretischen kontinuierlichen gesprochen, wo alle Leitfossilien der gleichen Entwicklungsreihe angehören. Die letztere wird es niemals geben, wenn wir unter Zonenfolge die kleinsten meßbaren Biozonen verstehen, eben weil wir, um dieser Anforderung gerecht zu werden, unsere Biozonen meist nur nach der Lebensdauer von Formen aus Exzessivreihen festlegen können, welche nach kurzer Zeit zum Aussterben der Entwicklungsreihe führen.

Zur systematischen Stellung von *Poposaurus* (Mehl).

Von Dr. **Franz Baron Nopcsa** in Wien.

Zu den interessanteren, während der letzten Jahre entdeckten fossilen Reptilien, über die wir erst jetzt einiges erfahren, gehört zweifellos *Poposaurus*, den Mehl (Journ. of Geolog. Chicago) aus den Popo Agie River beds 1915 beschrieb, dessen systematische Stellung er jedoch damals nicht fixieren konnte. Da dies meines Wissens auch bisher nicht geschehen ist, soll dies hier nachgetragen werden.

Poposaurus wird, wie auch Mehl angibt, durch fast biplane, mit einer durch eine Lamelle unterstützte Neuralplattform versehene Rückenwirbel, durch 4—5 Sakralwirbel, durch zweiköpfige Rippen, durch ein im präacetabularen Teil auffallend stark entwickeltes Ilium, ein schlankes gerades Femur und eine sehr schwache, im Querschnitt plattenförmige Fibula charakterisiert. Infolge der, wie auch Mehl erkennt, Parasuchier- resp. Dinosaurierartigen Gestalt seiner Rückenwirbel, der großen Anzahl der Sakralwirbel, ferner infolge seines geraden Femurs und seiner reduzierten Fibula gehört *Poposaurus*, dessen möglicherweise zweibeinige Gangart ebenfalls schon von Mehl hervorgehoben wurde, offenbar unbedingt zu den Dinosauriern im weitesten Sinne des Wortes, aber auch innerhalb dieser scheiden nun, wie mir scheint, wieder wegen mehrerer Eigenschaften des Iliums die Saurischier aus. Im Gegensatze zu den Saurischiern ist nur bei den Orthopoden der Ansatz für die Pubis kurz und nicht gestielt, dann findet sich nur bei den Orthopoden ein wohlausgeprägter Antitrochanter, dann ist meistens nur bei diesen der Oberrand des Iliums gerade und schließlich findet sich nur bei diesen im vorderen Teile des Iliums jene horizontale Expansion, die schon bei *Poposaurus* durch eine nach vorne verlaufende Leiste angedeutet ist.

Bis auf den etwas herabhängenden unteren Rand des präacetabularen Iliumteiles erinnert das Ilium von *Poposaurus* an jenes der Orthopoden, und wenn es nun vorderhand nicht möglich ist, die weitere Zugehörigkeit dieses merkwürdigen Restes zu den Ornithopoden oder Thyreophoren zu bestimmen, so ist er als ältester Orthopode doch immerhin so interessant, daß es notwendig scheint, die Aufmerksamkeit ganz besonders auf ihn zu lenken.

Juli 1920.

Miscellanea.

Die Deutsche Mineralogische Gesellschaft hat am 8. und 9. April in Göttingen ihre 7. Jahresversammlung unter außerordentlich starker Beteiligung ihrer Mitglieder abgehalten. Da es seit September 1913 die erste Versammlung war, mußte Vorstand und Beirat neu gewählt werden. Es wurden gewählt: Zum Vorsitzenden: R. Brauns-Bonn. Stellvertreter: A. Johnsen-Frankfurt und O. Weigel-Marburg. Schriftführer: K. Spangenberg-Jena. Schatzmeister: Dr. Thost (Inhaber der Firma Gebr. Borntraeger, Berlin). In den wissenschaftlichen Beirat: G. Aminoff-Lund (Schweden), F. Becke-Wien, O. Mügge-Göttingen, P. Niggli-Zürich. Die Schriftleitung der „Fortschritte" ist Johnsen übertragen worden.

Danach wurden u. a. folgende Vorträge, die meisten mit Demonstrationen, gehalten:

Beger: Ergebnisse statistischer Untersuchungen über den Chemismus der Lamprophyre.

Ehringhaus: Über Dispersion der Doppelbrechung.

Erdmannsdörffer: Entstehung kristalliner Schiefer, erläutert an macedonischen Vorkommen.

Föhr: Bemerkungen über Mineralsysteme und Mineralnamen.

Goldschmidt, V.: Über Himmelsgläser.

Gross: Kristallwachstum im gerichteten Molekülstrahl.

Gudden: Zur Kenntnis der pleochroitischen Höfe.

Hadding: Über die röntgenkristallographischen Apparate und ihre Leistungen.

Johnsen: Einspringende Kristallwinkel.

Milch: Über Spilosite und Desmosite.

Mügge: 1. Kontaktmetamorphose der Diabase im Harz. 2. Isotrop gewordene Kristalle.

Nacken: Gasabsorption in Zeolithen.

Rinne: Kristallographische Achsen.

Rose: Optische und lichtelektrische Untersuchungen am Zinnober.

Scheumann: 1. Hysterese und Gitterreaktion bei den zeolithischen Wässerungsvorgängen. 2. Das kinematische Moment im Prozeß der Metamorphose des sächsischen Mittelgebirges.

Schiebold: Atomistische und ionistische Struktur von Kristallen.

Soellner: Über den Essexit aus dem Kaiserstuhl.

Spangenberg: Einbettungsmethode und Bestimmung von Plagioklasen.

Valeton: Über die Struktur des Alauns.

Weber: Die Rose'schen Kalkspatkanäle.

Diese umfangreiche Tagesordnung konnte nur durchgeführt werden durch Beschränkung der Redezeit auf 15 Minuten und Ausdehnung der letzten Sitzung bis in sehr späte Abendstunde.

An jeden Vortrag schloß sich anregende Besprechung. Die wissenschaftlichen Sitzungen wurden am Samstag vormittag durch Einfahrt in das Kalibergwerk Gewerkschaft Siegfried I bei Salzderhelden unterbrochen, bei der Herr Prof. Stille die Führung übernommen hatte. An diese schlossen sich Ausflüge zur Blauen Kuppe bei Eschwege am Sonntag, unter Führung von Herrn Dr. Ramdohr, und in den Harz am Montag und Dienstag, unter Führung von Prof. Erdmannsdörffer. Für den Abend des ersten Tages waren die Teilnehmer der Versammlung zu einer geselligen Zusammenkunft im Hause von Prof. Mügge geladen; ihm vor allem war es zu danken, daß die Tagung zur größten Befriedigung aller verlaufen ist.

Die nächste Versammlung soll im September 1922 zur Zeit der Tagung der Gesellschaft Deutscher Naturforscher und Ärzte in Leipzig stattfinden, aber 2 oder 3 Tage vor deren Beginn abgehalten werden, so daß sich jene unmittelbar anschließt. **R. Brauns.**

Besprechungen.

Edward Henry Kraus and Walter Fred Hunt: Mineralogy. An introduction to the study of minerals and crystals. 8°. XIV u. 561 p. 696 Textfig. McGraw-Hill Book Company, Inc. New York 1920.

Dies Werk soll zur Einführung in das Studium der Mineralogie und Kristallographie dienen, und ist demgemäß, unter Beschränkung auf das wichtigste, elementar gehalten. Es ist von Interesse zu sehen, wie die Verfasser diese Aufgabe gelöst haben.

Acht Kapitel sind der Kristallographie gewidmet: hier werden die Symmetrieelemente behandelt und die Formen der Kristallklassen, mit denen des kubischen Systems beginnend, beschrieben. Die einfachen Formen und häufigsten Kombinationen werden durch Zeichnungen und Photographien von Modellen bildlich dargestellt, in Tabellen kurze Übersichten über die Formen gegeben; zu ihrer Bezeichnung dienen die Weiss'schen Parameterverhältnisse und Miller-Bravais'schen Indizes. Über Strukturtheorie, Gitterbau der Kristalle u. dergl. wird nichts mitgeteilt, ebensowenig über eine der Projektionsmethoden oder die Zonengesetze.

Verhältnismäßig noch knapper werden die physikalischen Eigenschaften behandelt; über spez. Gew., Spaltbarkeit, Härte wird das Notwendigste gesagt, das Verhalten der Kristalle im parallelen und konvergenten polarisierten Licht kurz geschildert, aber nichts über schwere Flüssigkeiten, Gleitflächen, Pyroelektrizität, Wärmeleitung. Auf die Bedeutung von Ätzfiguren wird nur

in einer Fußnote hingewiesen, um den Unterschied in der Symmetrie von Steinsalz und Sylvin zu erläutern. Die Dispersionsverhältnisse in monoklinen Kristallen werden nicht erwähnt.

In dem Kapitel über die chemischen Eigenschaften findet sich eine Tabelle mit den nach dem periodischen System geordneten Elementen, die Berechnung der Formel wird gelehrt, Isomorphismus und Polymorphismus auf zwei Seiten behandelt, über Umwandlungen polymorpher Körper nichts mitgeteilt. Sehr ausführlich wird dagegen das Verhalten vor dem Lötrohr behandelt.

In den beschreibenden Teil sind 150 Mineralien aufgenommen worden; vorzugsweise die sog. äußeren Eigenschaften werden genannt, keine Winkel, keine Achsenverhältnisse, selten Brechungsexponenten. Von den Vorkommen werden besonders amerikanische erwähnt, Kalisalze sind nicht aufgenommen, auch nicht Sylvin. Zur Erläuterung werden photographische Abbildungen gegeben; an denen, welche eingewachsene Mineralien darstellen sollen, ist kaum etwas zu sehen, dazu bedarf es sorgfältigst ausgesuchter Stufen, möglichst ohne Beiwerk. Ein besonderer kleiner Abschnitt ist den Edelsteinen gewidmet.

Den Schluß bilden ausführliche Tabellen zum Bestimmen der 150 Mineralien, die nicht weniger als 167 Seiten einnehmen.

Dem Text sind Bildnisse von Mineralogen beigegeben; der historische Sinn kann hierdurch gestärkt werden. Es sind die Bilder von Werner, Steno, Haüy, Miller, Goldschmidt, Weisbach, Wright, Becke, Penfield, Groth, Michel-Lévy, Brush, Dana, Lacroix, Bauer und Kunz.

Wie man sieht, werden in dieser „Einführung" erheblich geringere Anforderungen an die Studierenden gestellt als in unseren Lehrbüchern der Mineralogie, es ist ein gewaltiger Unterschied zwischen diesem Werk, dem Lehrbuch von Tschermak-Becke und gar dem von Niggli. Das haben die Verf. aber so gewollt, und es ist nicht zu bezweifeln, daß der großen Mehrzahl der Studierenden durch die Beschränkung des Stoffes gedient ist, daß dies Buch zur Einführung ganz vortrefflich geeignet ist und anregend wirkt. Den praktischen Bedürfnissen kommen die ausführlichen Bestimmungstabellen sehr entgegen. **R. Brauns.**

G. Wiegner: Boden und Bodenbildung in kolloidchemischer Betrachtung. 98 p. u. 10 Textfig. Dresden und Leipzig. 1918.

Die aus einem Vortrage hervorgegangene Abhandlung legt in übersichtlicher und anschaulicher Weise die für den Bodenkundler wichtigen kolloidchemischen Verhältnisse dar. Von dem so gewonnenen

Standpunkte aus werden die Ergebnisse der Bodenkunde vorgeführt. Es kann nicht Ziel des Werkchens sein, die verwirrende Fülle der Probleme zu lösen, es ist ihm jedoch gelungen, ihnen an Hand der kolloidchemischen Begriffe eine klare Ordnung und diskutable Form zu geben. Es erhellt die durchgreifende Bedeutung der Kolloidchemie für die Bodenkunde.

Nach einer kolloidchemischen Einleitung werden die Böden nach ihrer Dispersität eingeteilt, Verf. beschreibt eine neue Methode zur Dispersitätsbestimmung: An einem breiten, ca. 1 m langen Fallrohr ist ein paralleles dünnes Ableserohr ca. 20 cm über dem Boden, durch einen Hahn absperrbar, angesetzt. Das Fallrohr wird mit dem Bodenwassergemisch, das Ableserohr mit destilliertem Wasser gefüllt. Das spezifische Gewicht der Suspension ist aus der Höhendifferenz des Meniskus im Fall- und im Ableserohr erkennbar. Die zeitliche Veränderung des spezifischen Gewichts beim Absinken liefert mit Hilfe der Stokes'schen Formel einen Einblick in die vorhandenen Teilchengrößen. Es folgt die Erklärung einzelner Erscheinungen wie: Wirkung des Kalkens, Dichtschlämmung, Frostwirkung, Altern des Marschbodens, ferner: Schutzwirkung des Humus, gegenseitige Fällung von $Al(OH)_3$ durch Kieselsäure und Basenaustausch der Bodenzeolithe.

Nennt man mit Glinka endodynamomorph diejenigen Böden, deren physikalischer und chemischer Charakter durch das Muttergestein bestimmt ist, und ektodynamomorph solche, die vom Muttergestein unabhängig sind, so lassen sich die Endresultate der Verwitterung, z. B. Wüsten-, Löß-, Weißalkali- und Schwarzalkaliböden im ariden Gebiet oder Laterit, Braunerde, Weißerde und Podsolböden im humiden Gebiet rein klimatologisch vorhersehen.

Den Schluß bildet ein reichhaltiges Verzeichnis der einschlägigen Literatur, eingeflochten in weiterführende Anmerkungen.

R. Groß.

Personalia.

Gewählt. — Die Akademie der Wissenschaften in Wien hat in ihrer Gesamtsitzung vom 1. Juni 1920 Herrn **Th. Liebisch** in Berlin zum korrespondierenden Mitgliede der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse gewählt.

Verliehen: Herrn **Bernhard Hauff**, Besitzer des Paläontologischen Ateliers in Holzmaden (Württemberg) ist anläßlich des Erscheinens seiner Abhandlung über den dortigen Lias ε (Palaeontographica) von der Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Tübingen die Würde eines Dr. rer. nat. h. c. verliehen worden.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Mitteilungen aus dem Mineralogischen Institut der Universität Bonn.

37. Die Einschlüsse in den Basalten zwischen Godesberg und Remagen.

Von **Carl Skoetsch.**

Die Einschlüsse in den linksrheinischen tertiären Feldspatbasalten sind seit Ende des 18. Jahrhunderts erwähnt und z. T. genauer beschrieben worden. Besondere Beachtung fanden wegen ihres Reichtums an Einschlüssen der Basalt des Lyngsberg bei Mehlem (Kohnen[7]*, Brauns[3]), des Dächelsberg bei Niederbachem (Bleibtreu[1], Laspeyres[8], Wildschrey[15], Schürmann[14]), des Unkelstein und des Dungberg zwischen Oberwinter und Remagen (Collini[5], Humboldt[6], Nose[11], Nöggerath[10]).

Auf Grund des reichen Materials in der Sammlung des hiesigen Mineralogischen Instituts war jetzt eine umfassendere Bearbeitung möglich, deren Ergebnisse, in einer Dissertation zusammengestellt, hier im Auszug mitgeteilt werden. Die Aufgabe war, eine Übersicht aller aus den Einschlüssen bekannt gewordenen Mineralien und Mineralaggregate zu geben, ihre Herkunft, soweit wie möglich, zu ermitteln und die Änderungen zu verfolgen, die sie durch das basaltische Magma erlitten haben. Wenn sich hierbei auch ergeben hat, daß manche Mineralien erst durch Einwirkung des basaltischen Magmas aus anderen hervorgegangen sind (wie z. B. Sillimanit z. T. aus Quarz), so werden diese doch als Einschlüsse allgemein aufgeführt. Die Bezeichnung „exogen“ wäre für solche Einschlüsse ebensowenig erschöpfend wie „endogen“, noch weniger können sie unter den Begriff „Urausscheidungen“ im Sinne Zirkel's fallen. Aus exogenen Einschlüssen haben sich unter oft stofflicher Beteiligung des basaltischen Magmas endogene Mineralien gebildet.

Nach ihrer Herkunft und ihren genetischen Beziehungen, soweit beides festzustellen ist, werden sie wie folgt zusammengefaßt: Quarz, Feldspat, Quarzfeldspat. — Nosean, Zirkon, — Disthen,

* Die Ziffern weisen auf das Verzeichnis der benutzten Literatur am Schluß dieser Mitteilung.

Sillimanit, Andalusit, Cordierit, Korund. — Olivin, Pyroxen, Hornblende, — Apatit, Titanit, Magnet- und Titaneisen. — Zinkblende, Kupferkies, Magnetkies, Schwefelkies — Gips. — Zeolithe und andere Neubildungen. — Einschlüsse trachytischer Gesteine.

Quarz. Vorwaltend ist Rauchquarz und gemeiner Quarz, reichlich im Basalt des Lyngsberg und Dächelsberg. Aggregate bis über 10 cm, Korngröße bis 1 cm, sind klar braungrau, rauchfarben. Im Dünnschliff ist starke Auflösung unter Bildung von Glas zu beobachten, wogende Auslöschung läßt auf mechanische Einwirkungen schließen. In den glasreichen Adern liegen leistenförmige Augitneubildungen. Durch die mehr oder weniger weitgehende Auflösung des Quarzes durch das basische Magma wurde dieses lokal in seiner Zusammensetzung derart geändert, daß es nach Ausscheidung von Pyroxen zum größten Teile glasig erstarrte. Saure Magmen erstarren unter sonst gleichen Verhältnissen immer schwerer kristallinisch als basische. Zirkon liegt in Körnern bis 0,22 mm groß im Quarz oder Glas. Der Quarz schließt feinste Rutilnädelchen ein. Pyrit ist in Körnchen, selten Kristallen, und Überzügen hier nur Neubildung. Neben Rauchquarz und dichten Quarziten tritt am Lyngsberg ein dichter, grauer bis violettblauer Quarz reichlich auf. Im Basalt des Unkelstein fand sich apatitführender Gang-Quarz und blauer, körniger Quarz mit Magnetkies und Kupferkies. Am Dungberg tritt Quarz mit Feldspat auf 1. in groben, klar grünlichen Körnern, 2. sehr feinkörnig milchweiß, 3. in dichten, trüben Massen, letztere reich an Magnetkies und dichter, chloritischer Substanz. Auch hier Neubildung von gemeinem und diopsidischem Augit um aufgelösten Quarz. Quarz mit Disthen und Sillimanit (s. ds. Mineralien). In keinem von diesen Einschlüssen war eine Neubildung von Quarz zu beobachten, so oft auch teilweise Auflösung festgestellt werden konnte. Nur in Drusenräumen vorkommende Quarzkriställchen sind Neubildungen, aber keine durch das Magma erzeugte (siehe am Schluß). Umwandlung oder Neubildung von Tridymit wurde keinmal beobachtet.

Feldspat ohne und mit Quarz findet sich als Orthoklas 1. im Basalt des Dächelsberg: Schmale, bis 3 cm lange Leisten, rötlichgelb, und weiße, grobkörnige Aggregate. Spez. G. = 2,588; 2,560; 2. am Unkelstein bis 5 × 3 cm große, hellgelbe, glänzende und trüb gelbgraue Körner. Spez. G. = 2,555; 2,562. Untergeordnet ist feinkörniger Quarz; 3. im Basalt des Dungberg in zwei Gruppen: a) bis 5 × 2 cm große, gelbe bis glasgrüne Körner mit P und M als glänzenden Spaltflächen, milchweiße Quarzkörner führend; b) weiß bis silbergraue, weniger glänzende Aggregate. Spez. G. = 2,530—2,571. Lichtbrechung ca. 1,521, Auslöschung auf M gegen Kante M/P 5° 30′—6°, gegen M/T 17°—22°. Feine, glänzende Quarzkörner liegen in den Spalten. U. d. M. erscheinen

Feldspat und Quarz teilweise aufgelöst unter Bildung von Glas und Neubildung von Plagioklas und Augit. Auch Magnetit ist z. T. spätere Bildung.

Plagioklas bildet im Basalt des Unkelstein bis 5 × 3 cm große, trübe Aggregate, die blaue Korundkörner, große Zirkonkristalle und z. T. schlackiges Magneteisen umschließen. Spez. G. = 2,624; 2,629. Auslöschung auf P ca. 0°, auf M 3° 20′—4° 25′. Aus dem Basalt des Dungberg stammen glänzende, klare Stücke, 2—5 cm, gelb, braun durchscheinend, grau. Spez. G. = 2,624; 2,630. P, M, T sind deutlich. Lichtbrechung annähernd 1,533; 1,538, an Blättchen nach P in zwei aufeinander senkrechten Richtungen $\gtreqless$ 1,54. Feine Zwillingslamellierung; Auslöschung auf P 1° 35′—3° 30′; auf M 3°—5° 35′. Es ist vorwiegend Na-reicher Plagioklas (Oligoklasalbit). Es kommen aber auch Ca-reichere Plagioklase unter den Einschlüssen vor, die als Oligoklas zu bestimmen sind, darunter auch Doppelzwillinge nach dem Karlsbader- und dem Albitgesetz bei kleinem optischen Achsenwinkel. Diese Feldspate sind z. T. vom Rande aus aufgelöst und von neugebildetem Plagioklas und Augit umgeben.

Quarzfeldspat. Einschlüsse von zunächst granitischem Aussehen, hypidiomorph-körniger, manchmal porphyrartiger Struktur sind charakterisiert durch Alkalifeldspat und Quarz. Glimmer oder eine Schmelze, die auf sein früheres Vorhandensein schließen ließe, fehlen jedoch völlig. Das reichste Material lieferte der Dächelsberg in bis über kopfgroßen Aggregaten. Der Quarz ist klar, grau rauchfarben, leicht violett, der Feldspat graugrünlich, gelb mit teilweise feiner Zwillingslamellierung. Die Korngröße wie auch die Beteiligung von Quarz und Feldspat ist verschieden. Ebenso wechseln Orthoklas und Oligoklas in ihrem Vorherrschen. Risse im Quarz sind glasreich. Er ist oft durch Einlagerungen trübe (Glas- und Dampfporen), Rutilnädelchen finden sich wie im Quarz der feldspatfreien Einschlüsse, auch Schwefelkies und vereinzelt schlackiger Magnetit. Spärlich ist Zirkon. Ein Einschluß führt Graphit. Der Feldspat ist teilweise aufgelöst, darnach wieder fortgewachsen. Die Lamellierung ist zum großen Teil sekundärer Natur infolge von Druckwirkungen. Ähnliche Einschlüsse fanden sich nur noch im Basalt des Unkelstein. Hier ist besonders Sillimanit als reichliche Neubildung bemerkenswert. Die Beobachtungen deuten auf z. T. gleichartige Abstammung der Quarz-, der Feldspat- und der Quarzfeldspateinschlüsse und führen zu der Auffassung, daß in ihnen aplitisch-pegmatitische Bildungen vorliegen, zu denen man in weiterem Sinne auch den Gangquarz aus dem kristallinen, vielleicht auch noch z. T. den aus dem devonischen Grundgebirge rechnen kann.

Nosean hat sich in einem kürzlich erst von R. Brauns[3] beschriebenen Einschluß im Basalt des Lyngsberg gefunden.

Wahrscheinlich stammt er aus körnigem Noseangestein, das der tertiäre Basalt durchbrochen hat.

Zirkon kommt in freien Kristallen nur im Basalt des Unkelstein vor. Formen, bis 1,3 × 1 cm groß, sind (100) (111), einmal dazu Dioktaeder; meist gerundet. Bruch muschlig. Hell- bis dunkelrotbraun. Einmal in Verwachsung mit Titanmagneteisen. Ferner kommen bis 4 × 1,5 mm große Kristalle in Oligoklaseinschlüssen vor. Aus diesem Vorkommen, wie solchem vor allem aus dem Basalt des Finkenberg, ist zu schließen, daß der freie Zirkon alkalisyenitischen Tiefengesteinen oder pegmatitischen Bildungen solcher entstammt und Lösungsrest dieser ist. Mikroskopisch kleiner Zirkon tritt in Quarz- und Quarzfeldspateinschlüssen aller betrachteten Basalte auf.

Disthen wurde einmal am Dächelsberg gefunden (E. Schürmann [14]). Gelbbrauner Rauchquarz führt den Disthen in gelblichweißen bis violettblauen 6 × 2 bis 20 × 3,5 mm großen Leisten. Basaltische Masse ist in den Einschluß gedrungen. Der Disthen ist im Innern klar und farblos, randlich in strahligfaserigen, gelblichen Sillimanit umgewandelt, nicht monotrop, sondern vom Rande ausgehend auf diesen beschränkt, nach teilweiser, wohl unter Mitwirkung von Dämpfen erfolgter Auflösung unter grober Erhaltung der Form. Der Einschluß stammt aus dem Gebiet der kristallinen Schiefer, aus denen auch andere quarzreiche Einschlüsse (siehe bei Quarzfeldspat) stammen könnten, insbesondere wenn sie solchen Sillimanit führen, dessen Neubildung unter basaltischer Einwirkung nicht nachzuweisen ist.

Sillimanit (Glanzspat) ist aus dem Basalt des Lyngsberg nicht bekannt. Im Basalt des Dächelsberg kommt er in Quarzfeldspateinschlüssen und isoliert in weiß-silbergrauen, glänzenden Nadeln vor; isoliert u. a. bis 3 × 1 cm groß. Pyrit ist in feinen Körnern eingesprengt. Im Basalt des Unkelstein und Dungberg sind solch große, sillimanitführende Quarzfeldspateinschlüsse selten. Im Basalt des Dungberg tritt Sillimanit auf 1. Quarzfeldspat umgebend, keilförmig nach innen ragend, als feinstrahliger Fibrolith, 2. mit Quarz nur mikroskopisch. Ein solcher Einschluß bot ein klares Beispiel einer Neubildung von Sillimanit aus Quarz. In einer Ader von braungrünem Glas, die den Quarz durchzieht, liegen massenhaft Sillimanitkristalle. Es ist kein Zweifel, daß diese sich in dem Glase ausgeschieden haben, es ist aber auch klar, daß der Quarz nur die Kieselsäure geliefert haben kann, die Tonerde kann nur dem auf Rissen eingedrungenen basaltischen Magma entstammen. Die große Menge des Sillimanits im Verhältnis zu dem Glas führt weiter zu der Annahme, daß durch Diffusionsströmungen Tonerde zugeführt sein muß. Man kann sich diese Entwicklung bis zur vollständigen Auflösung des Quarzes weitergeführt denken, sich vorstellen, daß dann magmatischer

Druck die Hauptrichtungen des entstandenen Sillimanithaufwerks parallel stellte, und so zu einer Ansicht über die Entstehung der isolierten Einschlüsse gelangen. Überall, wo Sillimanit in solchen Quarz- und Quarzfeldspateinschlüssen auftritt, ist der Quarz mehr oder weniger aufgelöst.

Der isolierte Glanzspat ist das am längsten bekannte Vorkommen im Basalt des Unkelstein und Dungberg, wenn seine Natur auch erst verhältnismäßig spät richtig erkannt wurde (Humboldt, Nose, Nöggerath, G. vom Rath, Bleibtreu). Die Glanzspateinschlüsse haben meist parallelepipedische Form, Faserung in der Längsrichtung mit Zügen von Spinell und sind gegen den Basalt scharf abgegrenzt, bilden aber auch unregelmäßige, filzige Massen, von Calcit umrindet. U. d. M. erscheint der Glanzspat klar, z. T. faserig, wellig, häufig mit breitem Korrosionssaum. In dichten Haufwerken am Rande und in den Spalten liegen die Spinelloktaeder, z. T. von Glas umgeben. Der Sillimanit ist aufgelöst worden und der Spinell Neubildung.

Andalusit-Cordierit. Ein feinkörniger Einschluß aus dem Basalt des Lyngsberg führt Andalusit in glänzenden, ca. 3 mm langen Kristallen. Mikroskopisch erscheint Cordierit als Hauptbestandteil, meist ohne Kristallumgrenzung, reich an Einschlüssen, auch in Durchkreuzungsdrillingen, nach (110) verwachsen. Andalusit ist frisch und farblos, Pleochroismus $c = \mathfrak{a}$ fleckig rosarot. Er ist randlich korrodiert und von Spinellkranz umgeben, der eine Neubildung aus Andalusit ist, wobei Eisen und Magnesia aus der Umgebung aufgenommen wurden. Auch Korund ist neu gebildet, aber selbst wieder stark angegriffen, und anscheinend ist aus ihm auch Spinell neu gebildet. Glimmer fehlt. Der Einschluß könnte als andalusitführender Cordierithornfels bezeichnet werden; er ist der einzige dieser Art, der aus Basalt des Niederrheins bekannt geworden ist, während aus Trachyt des Siebengebirges andalusitführende Einschlüsse, aus dem Tuff solche Auswürflinge seit langem bekannt sind.

Korund ist isoliert im Basalt nur am Unkelstein meist in einigen Millimeter großen, regellosen, blaugrauen, hell- bis dunkelblauen, oft recht klaren Körnern. Das größte, 13×10 mm, ließ (1120) und (0001) erkennen. Rhomboedrische Teilbarkeit ist deutlich. Einwirkungen des Basalts sind hier nicht zu bemerken. Korund von gleicher Beschaffenheit wie der isolierte fand sich in einem Feldspateinschluß auch nur am Unkelstein. Ein 5×2 mm großes Korn und mehrere kleinere liegen in einem der Plagioklase, die oben als zur Oligoklasreihe gehörend beschrieben wurden. Dies ist ein Hinweis auf die Heimat des isolierten Korunds mit vollständiger Analogie zum Zirkonvorkommen, nämlich daß auch der Korund ein Lösungsrest solcher pegmatitischen Bildungen ist. Außerdem kommt Korund als zweifellose Neubildung vor, dann

immer mikroskopisch klein: 1. aus Sillimanit in Einschlüssen vom Dungberg, 2. aus Andalusit (Lyngsberg), s. oben.

Olivin. Die Olivinfelseinschlüsse sind nicht so häufig in unseren Basalten wie in anderen niederrheinischen, z. B. am Finkenberg, fehlen am Lyngsberg ganz. In den drei anderen Basalten ist der Olivin isoliert oder in Vereinigung mit Augit, Chromdiopsid, rhombischem Pyroxen. Die Beobachtungen stimmen im wesentlichen mit früher angegebenen überein. Besonders bemerkenswert sind Erscheinungen am Olivin der „Olivinfels“-einschlüsse des Dungberg, indem in sonst einheitlich auslöschenden Körnern breite, an Zwillingslamellen erinnernde Streifen mit um 11—17½° abweichenden Auslöschungslagen auftreten; es wird sich hier um Translationen handeln (vergl. Mügge[9]), deren Entstehung auf Pressungen hinweist, denen die Olivinfelseinschlüsse ausgesetzt waren. Ihre Entwicklung kann durch höhere Temperatur begünstigt worden sein, zur Natur von endogenen Einschlüssen passen sie aber auf jeden Fall schlecht. Der Annahme, daß sie exogen seien, stehen die allbekannten Gründe, Häufigkeit und Verbreitung gerade im Basalt gegenüber. Sie stammen eher aus einer Zone basischer Magnesia-Eisensilikate.

Monokliner Augit. Das Vorkommen im Basalt des Lyngsberg in Verbindung mit Hornblende ist von Kohnen[7] beschrieben. Im Basalt des Dächelsberg bildet Augit einheitliche Kristallkörner, die bei zunehmender Größe als Fremdlinge im Basalt erscheinen. So fand sich ein Bruchstück b : c = 10 : 5 cm groß. Häufiger sind körnige Augitaggregate. Hier tritt besonders eine Art von Einschlüssen auf, bei denen in dichter, graugrüner, fast erdiger Masse schwarze, bis einige Zentimeter große Augitkristalle liegen. In diesen ist fast ständiger Begleiter Magneteisen, seltener sind Apatit, Titanit und Magnetkies. In gleicher Vergesellschaftung findet er sich im Basalt des Dungberg. In anderen Einschlüssen dieser beiden Basalte wie auch in dem des Unkelstein ist Olivin beigemengt. U. d. M. erscheint der Augit unregelmäßig begrenzt. Zarte Tönungen und kräftige Eigenfarben wechseln, Auslöschung $\mathfrak{c} = c$ 35°—42°. Er umschließt Erzausscheidungen und hat dann gegen den violetten Rand bis zu 8° abweichende Auslöschungslage. Die Einschlüsse sind randlich und auf Rissen durch den Basalt stark verschlackt; kleine, violette Augite und Plagioklas in den Spalten sind neu gebildet. Eine Aufnahme von Titansäure durch den Augit ist sicher, hat jedoch nicht immer stattgefunden. Er gehört zu den ersten Ausscheidungen. Neubildung von Augit und diopsidischem Augit in Glas um teilweise aufgelösten Quarz sind häufig. Zarte Augitkristallisationen um Einschlüsse von Gips siehe bei diesen.

Chromdiopsid begleitet Olivinfelseinschlüsse in den Basalten des Dächelsberg, Unkelstein und Dungberg, ist klar

smaragdgrün, ebenfalls angegriffen und zeigt den violetten Rand, der unmittelbarer Wirkung durch den Basalt zuzuschreiben ist.

Rhombischer Pyroxen bildet auch in Olivinfels dieser drei Basalte gelbliche, hier auch grünliche Körner mit guter Spaltbarkeit, faserig nach c, von kanalartigen Hohlräumen mit feinen Einschlüssen durchzogen. $\mathfrak{c} = c$, schwacher Pleochroismus: $\mathfrak{c}$ graugrünlich, $\mathfrak{a} = \mathfrak{b}$ gelblich. Es ist eine dem Bronzit nahestehende Art.

Die Augite sind in ihrer jetzigen Beschaffenheit nicht vom Basalt extratellurisch ausgeschieden. Sie als Bruchstücke exogener Gesteine aufzufassen, sind auch keine genügend starken Beweisgründe vorhanden. Am wahrscheinlichsten ist, daß es Ausscheidungen einer Tiefenphase des basaltischen Magmas sind, oder der bei Olivin erwähnten basischen Zone der Magnesia-Eisensilikate.

Hornblende, die im Basalt des Lyngsberg in Verbindung mit Augit so häufig ist (siehe Kohnen), fehlt in den anderen Basalten vollständig, abgesehen von den Einschlüssen trachytischer Gesteine im Basalt des Dächelsberg (siehe diese).

Apatit ist im Basalt des Lyngsberg Bestandteil der Augit-Hornblendeeinschlüsse, besonders reichlich vorhanden in den augitischen Einschlüssen des Dächelsberg, meist mit Magneteisen oder auch mit diesem allein in hellgrauen, gedrungenen oder langgestreckten, säulenförmigen Kristallen, bis $2 \times 0{,}3$ cm groß. Am Unkelstein bildet er große Körner frei im Basalt, einmal in Quarzeinschluß. Im Basalt des Dungberg begleitet er fast stets Augit-Titanit-Magnetiteinschlüsse, manchmal überwiegend. Im Dünnschliff erscheint er durchstäubt; auf Rissen sind gelbgrünes Glas und kleine, violette Augite abgeschieden. Neben mechanischer Zertrümmerung hat offenbar auch eine Auflösung des Apatits stattgefunden. Betreffs der Herkunft wäre auf das bei Augit, seinem Hauptbegleiter, Angegebene hinzuweisen.

Titanit tritt im Basalt des Lyngsberg makroskopisch selten auf, mikroskopisch häufig in allen feldspatreichen Einschlüssen. Im Basalt des Dächelsberg fanden sich bis $1 \times 0{,}5$ cm große Kristalle isoliert und in augitischen Einschlüssen. Aus dem Basalt des Unkelstein ist er nicht bekannt. Gut ausgebildet ist er in den körnigen, augitreichen Einschlüssen des Dungberg, hier oft vorherrschend, bis zu $2\frac{1}{2} \times 1\frac{1}{2}$ cm groß. Neben Augit und Titaneisenerz kommen Apatit und Magnetkies als seltenere Begleiter vor. An der Grenze solcher Einschlüsse gegen den Basalt ist der Titanit teilweise aufgelöst und ein Saum von Titanmagnetit mit Titanaugit hat sich gebildet. In anderen Einschlüssen ist es zu einer weitergehenden Auflösung von Titanit gekommen, und es hat sich, indem auch aufgelöster Magnetkies Stoff lieferte, Titaneisen in stark verästelten Formen gebildet.

Magnet- und Titaneisen. Schlackiges Titan-Magneteisen ist in allen betrachteten Basalten eingeschlossen. Rammelsberg [12] analysierte solches aus dem Basalt des Unkelstein: TiO_2 11,51%, FeO 39,16%, Fe_3O_4 48,07%; spez. G. = 4,905. Einschlüsse von kugeliger Form aus dem Basalt des Dungberg haben mittleres spez. G. = 4,874. Bei den augitischen Einschlüssen dieses Basaltes wurde die eben beschriebene Neubildung aus Titanit und Magnetkies festgestellt. Einschlüsse von schlackigem Magneteisen sind im Basalt des Dächelsberg häufig. Gewisse Vorkommen von Titaneisen in feldspatreichen Einschlüssen des Lyngsberg erweisen sich als noch jüngere Ausscheidungen; es sind stellenweise tiefbraun durchscheinende, haar- und keilförmige Wachstumsformen, oft netz- oder moosartig verstrickt. Sie sind rhönitähnlich, haben jedoch keinen Pleochroismus.

Zinkblende, isoliert, spätig, wurde einmal im Basalt des Unkelstein gefunden, 3 cm groß, schwarz, lebhaft glänzend, mit breiter Zwillingslamelle.

Kupferkies ist aus dem Basalt des Lyngsberg und Unkelstein vorhanden. Grünlichgelbe bis graue, körnige Aggregate sind dem Schwefelkies beigemengt, am Unkelstein mit Magnetkies dem erwähnten blauen Quarz.

Magnetkies tritt im Basalt des Lyngsberg isoliert in körnigen und blättrigen Aggregaten und in Verbindung mit Feldspat oder mit Augit-Apatit-Magnetit auf. Im Basalt des Dächelsberg ist er isoliert oder Körner sind in Augit-, Magnetit-, Quarz-, Quarzfeldspat- und Sandsteineinschlüsse eingesprengt. Ebenso findet er sich im Basalt des Unkelstein in augitischen Einschlüssen und in Quarz mit Schwefelkies und Kupferkies. Im Basalt des Dungberg begleitet er die Augit-Apatit-Magnetiteinschlüsse sowie Augit, Quarz, Sillimanit. Hier ist er dunkel bronzefarben mit gröberer Ausbildung des Korns an der Basaltgrenze. Sein Auftreten in Sillimanit und Augit läßt erkennen, daß er geschmolzen gewesen ist.

Schwefelkies ist nicht häufig. Im Basalt des Lyngsberg ist er kristallinisch körnig mit Kupferkies, bis 4 × 2,5 cm groß, oder mit Quarz durchsetzt exogener Einschluß. Im Basalt des Dächelsberg in feinkörniger Masse ebenfalls, hier aber auch als Überzug oder in Kristallen mit (111) (100) auf Quarz, Quarzfeldspat, Sillimanit und Sandstein eine Neubildung. Isoliert körnig und in dem blauen Quarz mit Magnetkies und Kupferkies aus dem Basalt des Unkelstein ist er exogener Einschluß. In Augiteinschlüssen des Dungbergbasaltes ist er mit Magnetkies lamellar verwachsen, und hier ist eine Umwandlung von Schwefelkies in Magnetkies und von diesem in schlackiges Magneteisen deutlich, wie dies kürzlich von Ertel für Schwefelkies → Magnetkies →

schlackiges Magneteisen im Bühlbasalt nachgewiesen ist *, nachdem schon E. Wildschrey[16] und R. Brauns[2] diese Bildungsweise angenommen hatten.

Gips bildet im Basalt des Dungberg vollkommen klare, einheitliche, spätige, bis zu 3 × 1 cm große Einschlüsse. Sie sind dick tafelförmig nach (010) und Andeutung von Kristallflächen ist nur selten. Der Gips füllt den unregelmäßig gestalteten Hohlraum vollständig aus. Im Dünnschliff löscht der Gips je eines Einschlusses einheitlich aus. Einwirkungen höherer Temperatur sind nicht festzustellen. In den Einschlüssen hat eine formenreiche Neubildung blasser bis stark violett gefärbter Augite stattgefunden, von den zartesten, oft nur haarförmigen Gebilden bis zu ca. 13 mm langen, schmalen Formen. Bis 1 mm breite Leisten enden in gabelartige Wachstumsformen. Querschnitte haben rhombische Form, häufig mit dunklem Kern. Kleine Kristalle scheinen oft in den Gips hineingewachsen. Die Einschlüsse sind auffallend stark chloritisiert, z. T. anormal, indem Augite unverändert frisch sind, während schmale, grüne Leisten kaum noch ihre ursprüngliche Feldspatnatur verraten. Auch eigenartige Entglasungsformen kommen vor. Wahrscheinlich haben Einschlüsse vorgelegen, die zum mindesten die Neubildungen im Basalt hervorgerufen. Der Gips selbst dürfte eine Neubildung (Infiltration) sein. Nicht ausgeschlossen ist eine genetische Beziehung zu eingeschlossenem Magnetkies so, daß bei Abröstung sich im weiteren Verlauf Schwefelsäure und Sulfate gebildet haben. Mit solcher postvulkanischer Bildung wäre auch die eigenartige Beschaffenheit der nächsten Umgebung der Gipseinschlüsse vereinbar, für die man, wenn Gips eine von vulkanischen Prozessen unabhängige Neubildung wäre, keine Erklärung geben könnte.

Zeolithe und andere Neubildungen. Natrolith bildet in Hohlräumen vor allem im Basalt des Dungberg 1. kleine, klare prismatische Kristalle mit (111) als Endbegrenzung; 2. nadelförmige, zu Büscheln vereinigte Kristalle mit weißem, isotropem Ende; 3. filzige Überzüge. Bei 2. fällt die Grenze des isotropen Endes zuweilen mit feiner Querabsonderung zusammen. Chabasit bildet an derselben Fundstelle 1. kleine, klare Rhomboeder mit trübem Phillipsit auf Basalt; 2. Durchkreuzungszwillinge von 1 cm Kantenlänge in Hohlräumen von basaltischem Tuff, begleitet von weißer, mehliger Gipssubstanz; wo er mit prismatischem Natrolith einen Hohlraum füllt, nimmt er das Innere ein. Apophyllit bildet kleine, wasserklare, zu Krusten vereinigte Kristalle mit (100).(111).(001). Ein Spaltblättchen nach (001) zeigt optische Anomalie durch eine nach dem Innern unregelmäßig begrenzte

* W. Eitel, Studien über die Genesis der Einschlüsse des Bühlbasaltes. Abhandl. d. Senckenb. Naturf. Ges. 37. 143. 1920.

Vierteilung mit einem durch Kompensation allmählichen Übergang der Felder ineinander. In allen Feldern liegt die größte Elastizitätsachse senkrecht zur Randkante. Phillipsit findet sich mit Natrolith und Chabasit in kleinen, trüben, zu dichten Krusten vereinigten Kristallen ebenfalls am Dungberg.

Das reichste Material an anderen Drusenmineralien lieferten die Basalte des Lyngsberg und des Dächelsberg. Die Carbonate treten meist zusammen auf, wobei die Folge der Abscheidung durch gegenseitige Überlagerung wechselt.

Eisenspat ist derb, feinkörnig oder grober kristallin in Rhomboedern oder als radialfaseriger Sphärosiderit vorhanden.

Braunspat bildet kleine, blättrige Rhomboederchen oder dichte Kugeln in Calcitschale. Diese beiden Carbonate sind z. T. pseudomorph nach Aragonit (vgl. Kohnen[7]). Kalkspat ist ebenfalls Ausfüllmasse oder Überzug, sphärolithisch, in derben Kugeln oder Schalen, in scharfe Rhomboeder endigend oder in stengeligen Bildungen, stalaktitenartig. Aragonit, prismatisch, wird in Hohlräumen des Dächelsbergbasaltes bis 10 × 7 cm groß. Feine Nadeln in dichten Büscheln auf andere Carbonate aufgewachsen. Viellinge sind nicht selten, besonders Zwillinge nach (110).

Außerdem fand sich im Basalt des Lyngsberg einmal Schwerspat. Ein wasserheller Kristall sitzt in einem traubigen Calcitüberzug und ist bei tafliger Ausbildung nach (001) von (011) und (102) begrenzt.

Chalcedon, weißbläulich durchscheinend, mit traubiger Oberfläche, überzieht eine Drusenwand neben Aragonit im Basalt des Lyngsberg. Opal bildet rundliche Knollen in mancherlei Farben. Quarz ist als Neubildung in Hohlräumen äußerst selten. In einer Druse des Lyngsbergbasaltes sitzen auf Calcitkugeln und den Quarzkriställchen sehr kleine, sechsstrahlige Sterne. Die Ästchen schneiden sich unter annähernd 60°, sind bläulich violett, metallisch reflektierend, auch rot durchscheinend. Neben den vereinigten kommen auch einfache Zwillinge vor. Es dürfte sich hier um ein sehr merkwürdiges Vorkommen von Rutil handeln.

Einschlüsse trachytischer Gesteine sind schon von Zirkel 1870 beschrieben und dann von Bleibtreu[1] in ihrer Natur erkannt worden (vgl. auch Laspeyres[8]). Man könnte zunächst an zwei verschiedene Gesteinsarten denken. Für Drachenfelstrachyt sprechen Sanidinkristalle, reichlich vorhandener Titanit, Zirkon und schwach grünliche Glasbasis, für Andesit in anderen Einschlüssen ein Vorwalten von Plagioklas, reicher Gehalt an Hornblende, Augit und das Fehlen von Titanit und Zirkon. Der allgemeinere trachytische Typus ist oft ganz verwischt, indes ist nicht ausgeschlossen, daß neben trachytischen Gesteinen auch andesitische

eingeschlossen sind. Hierbei ist aber zu berücksichtigen, daß Plagioklase im umgeschmolzenen Trachyt als Neubildungen auftreten können, was bisher nicht beachtet worden ist. Bruchstücke, bis 17 × 10 cm groß, verraten starke Hitzewirkung durch Bildung eines braunen Glases. Sie enthalten große Sanidine, die z. T. sehr stark angegriffen sind. Eine vom Kern verschieden orientierte Randzone ist durch einen Zug feiner Einschlüsse abgetrennt. Oft sind die angegriffenen Kristalle regeneriert. Am meisten bemerkenswert ist die Erscheinung, daß in perlgrauer Schmelzzone der Sanidine klare Plagioklasleisten liegen, die sich deutlich als Neubildungen auf Kosten des aufgelösten Sanidins unter Mitwirkung des basaltischen Magmas erweisen. Auch der Augit ist verändert in einen die klaren Kerne umgebenden trüben, graubraunen, körneligen Kranz; nadelförmig auch neugebildet. Braune Hornblende ist noch mehr angegriffen, teilweise ist nur noch die alte Form angedeutet. Ebenso starken Zerfall zeigt Biotit. Apatit bildet Kristalle und Nadeln. Titanit ist immer zerfallen in Haufwerke schwarzen Erzes. Der umgebende Basalt hat ausgeprägte Kontaktzone.

Literatur.

1. Bleibtreu, K., Zs. D. geol. Ges. 35. 489—556. — 2. Brauns, R., SitzBer. Niederrh. Ges. 2. Juni 1913. — 3. Brauns, R., dies. CBl. 1919, p. 8 — 4. Bruhns, W., SitzBer. d. Niederrh. Ges. in N. V. 50. 5. 1893. — 5. Collini, C., Tagebuch einer Reise etc. Mannheim 1777. — 6. Humboldt, A., Mineral. Beobachtungen über einige Basalte am Rhein. Braunschweig 1790. — 7. Kohnen, W. V., Der Lyngsberg b. Mehlem. Diss. Bonn 1907. N. Jb. f. Min. etc. 1908. II. -197-. — 8. Laspeyres, H., Das Siebengebirge. Bonn 1901. — 9. Mügge, O., N. Jb. f. Min. etc. I. 152. 1898. — 10. Nöggerath, J., Der Bergschlipf v. 20. Dez. 1846 a. d. Unkeler Basaltsteinbrüchen b. Oberwinter. Bonn 1847. — 11. Nose, K. W., Orogr. Briefe über d. Siebengebirge u. die benachbarten z. T. vulkan. Gegenden beider Ufer des Niederrheins. II. Frankfurt 1790. — 12. Rammelsberg, K., Pogg. Ann. 53. 129. 1841. — 13. vom Rath, G., Pogg. Ann. 147. 272. 1872. — 14. Schürmann, E., Die im Basalt des Finkenbergs b. Bonn vork. sed. Einschlüsse etc. Diss. Bonn 1913. — 15. Wildschrey, E., Neue u. wenig bek. Miner. etc. Diss. Bonn 1911. — 16. Wildschrey, E., SitzBer. d. niederrh. geol. Vereins i. N. V. 68. D. 62. 1912. — 17. Zirkel, F., XXVIII. Bd. d. Abhandl. d. math.-phys. Klasse d. Kgl. Sächs. Ges. d. Wiss. Nr. III. Leipzig 1903.

Über die Absorption von Gasen durch Chabasit.

Von **R. Nacken** und **W. Wolff** in Greifswald.

Mit 4 Textfiguren.

I.

G. Friedel[1] stellte fest, daß alles in den Zeolithen enthaltene Wasser von derselben Art sei, alle H_2O-Molekel seien gleich beweglich. Vor allem sind seine Arbeiten deswegen von Bedeutung, da er auch der erste ist, der eingehende Versuche über die Absorption von Gasen durch teilweise entwässerte Zeolithe angestellt hat; sie sind besonders wertvoll als sich auch bestimmte Zahlenangaben in ihnen finden. Seine Resultate, die hier kurz erwähnt sein mögen, sind etwa folgende:

Über entwässerte Zeolithe ließ er verschiedene Gase wie NH_3, CO_2, H_2S, H und Luft strömen und stellte bei allen beträchtliche Absorption fest. Fast durchweg benutzte er Chabasit von Rübendörfel, der der geeignetste von allen Zeolithen ist, da die Absorptionen bei ihm am heftigsten und schnellsten erfolgen. Er ließ z. B. klein geschlagene Kristalle nach dem Entwässern in trockener Luft erkalten und leitete dann einen NH_3-Strom über sie, wobei eine ebenso heftige Wirkung wie bei Wasser eintrat. Der Chabasit sprühte auf, und es trat Erhitzung ein. Dieser Versuch war jedoch nicht einwandfrei, da der NH_3-Strom nicht wasserfrei war. Die Untersuchung ergab aber, daß der Chabasit etwa das 325fache seines eigenen Volumens aufgenommen hatte. Nach seiner Meinung soll etwa das Molekülverhältnis des entwichenen Wassers zum aufgenommenen NH_3 stets 4 : 3 betragen, welche Menge Chabasit auch untersucht wurde.

Ähnliches ergab sich bei der Absorption von H_2S, von dem ungefähr das 207fache des Chabasitvolumens aufgenommen wird; das molekulare Verhältnis beträgt etwa 7 : 4. Auch bei CO_2 ließ sich starke Absorptionswirkung beobachten, es ergab sich als Verhältniszahl 3 : 1.

Beim längeren Stehen an der Luft gab jedesmal der Chabasit wieder die absorbierte Menge unter Wasseraufnahme ab. Weiterhin untersuchte Friedel die Absorption von trockener atmosphärischer Luft, indem er Chabasit nach der Entwässerung während einiger Minuten im Exsikkator abkühlen ließ, ihn dann in ein Rohr steckte und Wasser hinzu goß, worauf eine kräftige Reaktion unter Erwärmung einsetzte, bei der reichlich Gas frei wurde. Der Versuch wurde mit Alkohol statt Wasser wiederholt, wobei er das Entweichen von Gas besser beobachten konnte, da die Reaktion weniger

[1] G. Friedel, Bull. soc. min. Fr. 19. 14 u. 94. 1896.

stürmisch verlief. Er stellte an dem aufgefangenen, gemessenen Gasvolumen fest, daß der Chabasit um so mehr absorbiert hatte, je längere Zeit er in der Luft im Exsikkator nach dem Entwässern ausgesetzt und je höher der Grad der Erhitzung war. Auch die Zusammensetzung der entwichenen Luft suchte er zu ermitteln und fand eine selektive Absorption, indem die ausgetriebene Luft nur 8 % O und 92 % N enthielt. 1 g Chabasit absorbierte nach ihm 6,7 ccm O-arme Luft = 1 Gew.-%. Das Volumen der absorbierten Luft hatte das 14fache des Minerals erreicht. Damit sollte der Endzustand der Absorption erreicht sein. Seine Versuchsergebnisse sind aber nach seinen eigenen Angaben nicht genau, vor allem sind die Zahlenwerte nur unter größtem Vorbehalt von ihm gegeben; und in der letzten Arbeit schreibt er, daß die Absorption von Luft unmerklich ist, wenn der Wasserverlust weniger als 7—8 % beträgt; steigt er auf 19,6—22,28 %, so ist die Luftabsorption konstant, etwa 2,7 % bei 720 mm Druck und gewöhnlicher Temperatur.

Unmittelbar an der Änderung optischer Eigenschaften konnte F. Rinne [1] bei entwässerten Chabasitplatten mit nur etwa 6 % H_2O die Aufnahme von CO_2 feststellen.

II.

Während die Absorption von Wasserdampf unter den wechselndsten Bedingungen häufig eingehend studiert wurde, scheinen die Anregungen, die in den Arbeiten von G. Friedel liegen, nicht weiter verfolgt worden zu sein.

Es wurden daher Versuche angestellt, um den Umfang der Absorption von Gasen, sowie die Art der Erscheinung möglichst quantitativ zu ermitteln. Hierzu bot sich folgender Weg: Eine in bestimmter Weise vorbehandelte Menge von Zeolithkristallen — es wurde Chabasit von Rübendörfel in Böhmen dazu benutzt — wurde in eine Gasatmosphäre gebracht und dann volumetrisch die aufgenommene Gasmenge bestimmt. Wie einfach zunächst eine solche Methode schien, so zeigten sich im Verlauf der Untersuchung manche Schwierigkeiten. Da die Versuche nur über eine beschränkte Zeit von einigen Tagen ausgedehnt werden können, so ist man nie ganz sicher, auch den völligen Sättigungszustand erreicht zu haben, da die Geschwindigkeit der Diffusion unbekannt ist. Auch ist es nicht möglich, den entwässerten Zeolith gleichzeitig völlig luftfrei zu machen. Man muß zunächst von der Annahme ausgehen, daß durch Evakuieren die Luft größtenteils ausgetrieben wird. Es wurden aus diesem Grunde die Versuche schließlich nur mit Luft ausgeführt. Indessen hat die Beschäftigung mit diesem Gegenstand zu der Konstruktion einer neuartigen

[1] F. Rinne, N. Jahrb. f. Min. etc. 1897. II. 30.

Apparatur[1] geführt, mit der durch Torsionsschwingungen die Änderung der trägen Masse infolge Gasaufnahme bestimmt wird. Hierdurch wurde eine wesentliche Verfeinerung in der Methodik erzielt, so daß eine Nachprüfung der folgenden Resultate, die häufig nicht ohne weiteres deutbar sind, erfolgen kann. Immerhin erschien es nützlich, die Resultate der bisherigen Untersuchung mitzuteilen.

Nach einigen Vorversuchen wurde eine Apparatur aufgebaut, die im einzelnen aus der Fig. 1 ersichtlich ist. Ein aus dünnem Platindraht gewickelter elektrischer Ofen O konnte über das schwer schmelzbare Glasrohr, das die Form einer geraden Röhre von der Länge 34 cm und den inneren Durchmesser 1,5 cm hatte, leicht verschoben werden und gestattete, die Substanz bis zur Erweichung des Glases zu erhitzen. In die Mitte der Glasröhre wurde 9,87 g entwässerter Chabasit, der bis auf eine Korngröße von 0,2—0,5 mm zerkleinert worden war, gebracht und in eine Rolle aus sehr feiner Drahtgase eingeschlossen, die sich mit ganz geringem Spielraum in die Röhre schieben ließ. Zu beiden Seiten ward die Röhre mit Glasperlen, die vorher mit Salz- und Schwefelsäure und destilliertem Wasser gereinigt wurden, eng ausgefüllt. Nach links war die Röhre mittels eines eingeschliffenen Glasstöpsels verschlossen, durch den die Drähte eines geeichten Thermoelements (Kupfer und Konstantan) geleitet wurden, dessen eine Lötstelle im Innern des Chabasits gelegen war. An einem Millivoltmeter G für Temperaturmessungen konnten dann die jeweiligen Temperaturen, denen der Chabasit ausgesetzt wurde, gemessen werden. Der Glasstöpsel war bis an die Glasperlen mit Siegellack luftdicht ausgefüllt. Nach rechts war das Verbrennungsrohr durch einen kurzen Druckschlauch an das übrige Röhrensystem angeschlossen, von dem es durch einen Glashahn a abgeschlossen werden konnte. Es folgten dann der Reihe nach ein Manometer M, an dem der im Innern des Systems herrschende Unterdruck mittels einer Skala in Zentimeter Hg abgelesen werden konnte. Weiter folgte, um die Gewißheit zu haben, daß nur trockene Gase untersucht wurden, eine Röhre mit P_2O_5, worauf sich die Röhre in drei Teile teilte, die durch die Hähne c, d, e nach außen zu abgeschlossen werden konnten. Die mittelste diente als Gaszuleitungsröhre; das Gas, das, soweit es sich nicht um Luft handelte, in einem Gasometer aufbewahrt wurde, wurde in einer Waschflasche F mit Schwefelsäure und einer P_2O_5-Röhre getrocknet und dem System durch den Hahn d zugeleitet. Der Hahn e stellte dann die Verbindung mit der Luftpumpe L her, der Hahn c gestattete den Anschluß an eine in Kubikzentimeter geteilte Bürette B. Sie war an einem Holzgestell befestigt, in dem zwischen zwei Schienen ein mit Wasser gefülltes Gefäß, das mit ihr durch einen Schlauch verbunden war, durch das Zahnrad Z und die Vermittlung

[1] Über die Ausarbeitung dieser Apparatur vgl. R. Seeliger.

der Rolle R auf und ab verschiebbar war. Durch diese Einrichtung konnte das Gas stets auf Atmosphärendruck gehalten werden und die durch die Absorption bedingte Druckveränderung stets durch die Nachstellung dieses Wassergefäßes ausgeglichen werden. Diese ganze Anordnung hatte folgende Vorteile: Einmal konnte stets unter gleichen Bedingungen des Drucks und der Temperatur gearbeitet werden, denn durch die Bürette B war es möglich, jederzeit den Absorptionsraum mit Gas von konstantem Druck anzufüllen und im Maße der Absorption selbst nachzufüllen.

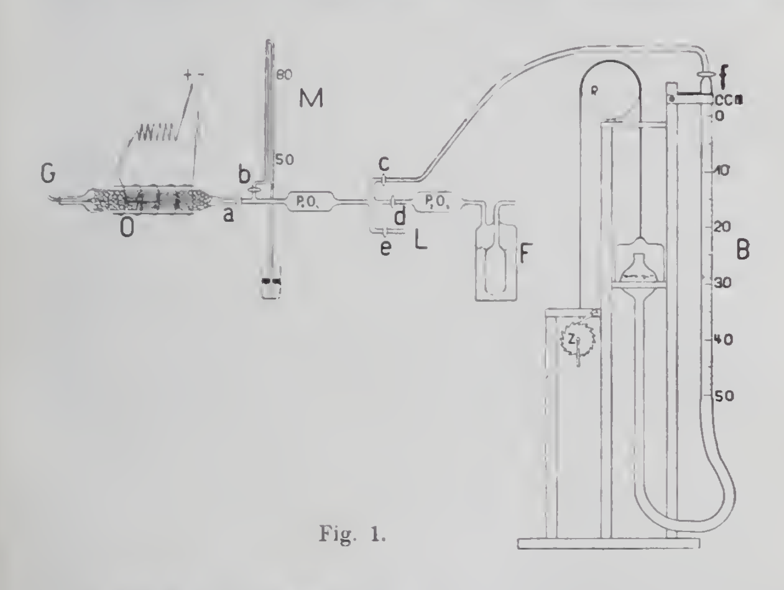


Fig. 1.

Durch das Manometer M konnte nach dem Abschluß von F und B das durch die Luftpumpe L erzielte Vakuum geprüft werden. Der Ofen gestattete ein Konstanthalten einer beliebigen Temperatur bis zu 450°. Die Versuche gingen im allgemeinen so vor sich: Durch die bis auf $\frac{1}{100}$ mm Hg auspumpende Luftpumpe L wurde nach Abschluß der Hähne d und f das System evakuiert, dabei waren die Hähne a, b, c, e geöffnet und mit dem Manometer M wurde das Vakuum geprüft. Dann wurden a, b und e abgeschlossen und durch d Gas in das Röhrensystem eingeleitet. Durch Öffnen von f sank das Wasser bis zur Marke 50 in der Bürette, auf dieselbe Höhe wurde dann der Wasserspiegel in dem beweglichen Gefäße gebracht. Nun wurde d wieder geschlossen, dafür a geöffnet, und der Absorptionsraum füllte sich mit Gas, das Wasser in der Bürette B stieg. Durch mehrmalige Wiederholung dieser Operation konnte es leicht erreicht werden, daß das Wasser in B beim Heben des Gefäßes nicht mehr bis zur Marke Null stieg, sondern gleich hoch

in beiden Schenkeln bei irgend einer Marke verharrte. Auf diese Weise konnten die in das evakuierte System hineingeführten Gasmengen gemessen werden. Zur rechnerischen Auswertung der Versuche ist es notwendig, den im Absorptionsraum vorhandenen toten Raum, der nach Möglichkeit durch die Einführung von Glasperlen vermindert wurde, zu bestimmen. Das wurde in der Weise gemacht, daß das ganze Rohr mit den gleichen Glasperlen angefüllt wurde. In der vorher beschriebenen Weise gibt dann der Wasserstand in der Bürette ohne weiteres den Inhalt der Zwischenräume zwischen den Glasperlen an; dieser sei D. Schwieriger ist die Bestimmung des toten Raumes zwischen den Chabasitkörnern, einmal darf man bei den Versuchen nicht unter einen bestimmten Grad der Körnelung — 0,2—0,5 mm — heruntergehen, und dann muß die Annahme gemacht werden, daß die Volumina des entwässerten und natürlichen Chabasits gleich sind. Das spezifische Gewicht des wasserhaltigen Chabasits beträgt nach Zirkel 2,1. Unsere 9,87 g entwässerter Chabasit wogen im unentwässerten Zustande 12,26 g, so daß ihnen ein Volumen von $\frac{12,26}{2,1} = 5,8$ ccm zukommt; denselben Raum muß nach unserer Annahme auch unser entwässerter, zur Untersuchung benutzter Chabasit einnehmen. Eine geometrische Abmessung des von dem Chabasit erfüllten zylinderförmigen Raumes ergab den Wert 7,8 ccm. Danach konnte der tote Raum innerhalb der Chabasitkörner nicht mehr als 2,0 ccm betragen. Nimmt man nun einen Mittelwert von rund 7 ccm — d. h. 1 g Chabasit nimmt einen Raum von $\frac{7}{9,87} = 0,71$ ccm ein — für den von den Chabasitkörnern wirklich eingenommenen Raum an, so beträgt der tote Raum zwischen denselben rund 1 ccm. Mithin hatte der ganze tote Raum eine Größe von $D - 7,8 + 1$ ccm, die also nun bestimmt war und nicht mehr als um 2 ccm variieren konnte. Dieser Unterschied ist aber so klein gegen die wesentlich größeren absorbierten Gasmengen, daß er keinen Einfluß auf den Verlauf der Absorptionskurven haben kann.

III.

Es wurden zunächst einige orientierende Versuche über die Art und Stärke der Absorption von Gasen angestellt. Eine beliebige Menge von teilweise entwässertem, bei 450^0 ausgeglühtem Chabasit wurde in ein Knierohr aus schwer schmelzbarem Glase gebracht, das bis zum Knie davon angefüllt wurde. Dieses Rohr war links von a in Fig. 1 an die Röhre mit Siegellack angekittet. Durch die Gasflamme eines Bunsenbrenners wurde dann das Rohr mit dem Chabasit kräftig eine kurze Zeit erhitzt und ausgepumpt. Das Hg im Manometer stieg auf die dem zurzeit herrschenden Luftdruck entsprechende Höhe. Nachdem das Erhitzungsrohr wieder Zimmertemperatur angenommen hatte, wurde Luft eingelassen,

worauf sofort die Hg-Säule ganz heruntersank und damit Gleichgewicht anzeigte. Wurde nun die Luftzuleitung durch Hahn d unterbunden, so stieg sofort das Hg in der Röhre, der Druck im Innern nahm also ab. Mithin war das ein Zeichen für eine stattfindende Absorption von Luft durch den Chabasit. Dieser Versuch wurde nacheinander mit H, N und CO_2 gemacht. Immer nach vorherigem Evakuieren bei einer Entgasungstemperatur, wie sie durch die heiße Bunsenflamme gegeben war, und nach erfolgtem Erkalten wurde ein Gas eingelassen, und stets deutete ein schnelles Ansteigen der Hg-Säule nach der Unterbindung der Gaszufuhr auf Absorption des betreffenden Gases hin. Das Steigen des Hg hielt etwa eine Stunde lang an, zuerst sehr heftig, dann allmählich langsam werdend. Die Schnelligkeit hing von der Art des Gases ab, so wurden Luft, H, N in steigender Heftigkeit absorbiert. Schließlich trat Ruhe ein, und der Druck innerhalb der Röhren änderte sich auch nach Tagen nicht.

Um nun aber auch vollkommene Gewißheit für die Absorption zu haben, wurde ein Kontrollversuch mit Glasperlen gemacht. Statt des Chabasits wurde also in das Rohr ein gleiches Quantum Glasperlen eingebracht und nun ganz dieselben Versuche, wie oben beschrieben, ausgeführt. Aber jedesmal änderte die Hg-Säule ihren Stand nicht; sie blieb, nachdem sie einmal gesunken war und dann die Gaszufuhr unterblieb, auf demselben Stand stehen, selbst tagelang, stieg also nicht.

Damit war einwandfrei festgestellt, daß tatsächlich Absorption verschiedener Gase stattfand, und daß die absorbierten Mengen, vielleicht auch nur zum Teil, durch Erhitzen wieder ausgetrieben werden konnten.

In einem weiteren Versuch wurde die Schnelligkeit der Absorption gemessen und untersucht, ob sich hierbei Gleichgewicht einstellte oder nicht. Hierzu wurde wie vorher Chabasit durch Erhitzen bei gleichzeitigem Evakuieren auf 740 mm Hg Unterdruck im Rohre vorbereitet, dann so lange CO_2 bei geschlossenem Hahne a eingelassen, bis das Hg den Stand 30 ccm anzeigte. Das Aufsteigen des Hg-Meniskus nach Öffnen des Hahnes a wurde zeitlich verfolgt und ergab die Zahlen der Tabelle 1. Wie auch aus der Kurve I der Fig. 2 hervorgeht, erfolgt die Absorption im wesentlichen innerhalb der ersten Minute. Nach 5 Minuten sind bereits konstante Verhältnisse eingetreten, indem sich offenbar ein Gleichgewicht hergestellt hat, das sich auch im Verlaufe einer Stunde nicht mehr verändert. Nun wurde bei Zimmertemperatur nochmals evakuiert bis auf einen Unterdruck von 664 mm Hg und von neuem CO_2 bis zur Marke 30 eingelassen. Das Resultat ist in Tabelle 1, II enthalten und in Kurve II der Fig. 2 zeichnerisch dargestellt. Auch hier erkennt man an der starken Druckverminde-

Tabelle 1.

I. CO_2		II. CO_2		III. N		IV. H	
Zeit	Höhe der Hg-Säule	Zeit	Höhe der Hg-Säule	Zeit	Höhe der Hg-Säule	Zeit	Höhe der Hg-Säule
0 sec	30,0 cm	0 sec	30,0 cm	0 sec	30,0 cm	0 sec	30,0 cm
30 „	60,0 „	35 „	58,5 „	2 „	35,0 „	2 „	37,0 „
1 min	60.8 „	1 min	58,7 „	10 „	38,5 „	10 „	38,0 „
1½ „	61,5 „	1½ „	58,9 „	30 „	40,5 „	30 „	39,0 „
2 „	62,1 „	2 „	59,2 „	45 „	41,0 „	45 „	39,3 „
2½ „	62,5 „	2½ „	59,4 „	60 „	41,5 „	1 min	39,4 „
3 „	62,8 „	3 „	59,6 „	1½ min	41,9 „	1½ „	39,5 „
3½ „	63,0 „	3½ „	59,8 „	2 „	42,2 „	2 „	39,7 „
4 „	63,2 „	4 „	60,0 „	3 „	42,5 „	3 „	39,8 „
4½ „	63.4 „	5 „	60,3 „	4 „	42,8 „	4 „	39,9 „
5 „	63,6 „	6 „	60,5 „	5 „	43.0 „	5 „	39,9 „
6 „	63,8 „	7 „	60,6 „	6 „	43,2 „	7 „	40,1 „
7 „	64,0 „	8 „	60,7 „	7 „	43,4 „	10 „	40,2 „
8 „	64,1 „	9 „	60,8 „	8 „	43,6 „	15 „	40,4 „
9 „	64,2 „	10 „	61,1 „	9 „	43,7 „	20 „	40,5 „
10 „	64,3 „	11 „	61,2 „	10 „	43,9 „		
11 „	64,4 „	12 „	61,4 „	11 „	43,9 „		
12 „	64,5 „	13 „	61,5 „	13 „	44,2 „		
13 „	64,6 „	14 „	61,6 „	15 „	44,3 „		
14 „	64,8 „	15 „	61,7 „	20 „	44,8 „		
15 „	64,9 „	18 „	61,8 „	25 „	45,0 „		
20 „	65,1 „	20 „	62,0 „	30 „	45,2 „		
25 „	65,3 „	25 „	62,2 „	36 „	45,4 „		
30 „	65,4 „	30 „	62,3 „	40 „	45,6 „		
40 „	65,4 „	35 „	62,3 „	45 „	45,6 „		
50 „	65,5 „	40 „	62,3 „	50 „	45,6 „		
60 „	65,5 „	—	—	—	—		

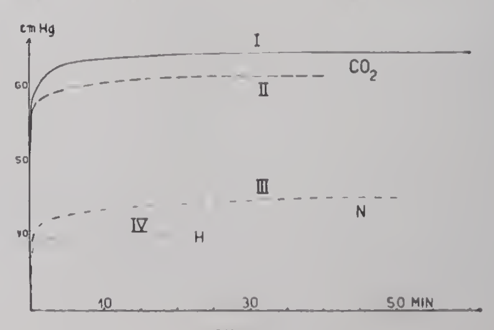


Fig. 2.

Tabelle 2.

Versuch	Nach Evakuieren b. Erhitzen Zuführung von	Nach Evakuieren Zuführung von	Weitere Zuführung von Gasen				
a	Druck: 74.5 cm CO_2: 65.5 cm in 50 min	Druck: 66.4 cm CO_2: 52,3 cm in 30 min	Druck: 62,3 cm N: 15,6 cm in 50 min	Druck: 45,6 cm H: 10,5 cm in 20 min	—	—	—
b	Druck: 76.3 cm CO_2: 66.2 cm in 40 min	—	Druck: 66,2 cm H: 54,7 cm in 50 min	Druck: 54,7 cm N: 51,8 cm in 55 min	Druck: 51,8 cm CO_2: 46,1 cm in 50 min	Druck: 46,1 cm Leuchtgas: 39,9 cm in 70 min	Druck: 39,9 cm Luft: 4,9 cm in 3 St.
c	Druck: 77,7 cm H: 52.2 cm in 60 min	—	Druck: 52.2 cm Luft: 42,1 cm in 30 min	Druck: 42.1 cm N: 35,3 cm in 45 min	Druck: 35,3 cm CO_2: 32,1 cm in 60 min	Druck: 32,1 cm H: 30,6 cm in 20 min	—
d	Druck: 76.1 cm N: 50.3 cm in 40 min	—	Druck: 50,3 cm CO_2: 40,8 cm in 60 min	Druck: 40,8 cm Luft: 35,8 cm in 45 min	Druck: 35,8 cm Leuchtgas: 32,9 cm in 2½ St.	Druck: 32.9 cm H: 0,0 cm	—

rung, die zum großen Teil auch noch von der Ausfüllung des toten Raumes links von a herrührt, daß in der ersten Minute der Hauptteil des Gases absorbiert wird, und daß nach etwa 20 Minuten ein Gleichgewichtszustand erreicht wird, der nicht ganz mit dem ersten übereinstimmt, weil sich im System mehr CO_2 befindet als vorher, da ja bei der zweiten Evakuierung nicht das gleiche hohe Vakuum erzielt wurde. Diese Unterschiede zeigen sich noch deutlicher, wenn man ohne neues Evakuieren weitere Gasmengen einführt. So wurden nacheinander auch wieder bis zum Unterdrucke 30 cm N und H eingelassen. Die Ergebnisse dieser Versuche sind in Tabelle 1, III und IV wiedergegeben, sowie durch die Kurven III und IV in Fig. 2. Die Kurven zeigen, daß die Absorptionen in gleichartiger Weise erfolgen. Der Vorgang ist vielleicht so zu deuten, daß zwar CO_2 unter fortgesetzter Vermehrung der gasförmigen Phase aufgenommen wird

und N und H nur nachrücken. Es wurde zunächst nicht näher verfolgt, ob neben CO_2 auch N und H in das Kristallmolekel eintreten. Für die erste Erklärung spricht, daß, wie in Tabelle 2 näher zusammengestellt ist, ein Wechsel in der prinzipiellen Anlage der Kurve nicht eintritt, wenn man die Reihenfolge der Gase unter denselben Bedingungen permutiert und neue Stoffe wie Leuchtgas und Luft einführt. In Tabelle 2 sind die Endwerte der Absorptionen nach einem jedesmaligen Versuch von der angegebenen Dauer eingetragen. Versuch a entspricht den in Tabelle 1 ausführlich geschilderten Beobachtungen; im Versuch b folgt auf die Kohlensäure H, N, CO_2, Leuchtgas, Luft; in Versuch c wurde nach H Luft, N, CO_2, H, in Versuch d wurden N, CO_2, Luft, Leuchtgas eingelassen. Die Ausgangsdrucke sind in der Tabelle jedesmal vermerkt worden; aus der Tabelle geht aber noch hervor, daß die verschiedenen Gase verschiedenartig absorbiert werden.

(Schluß folgt.)

Ein Beitrag zur geologischen Kenntnis der Landschaft Usaramo in Deutsch-Ostafrika.

Von **H. Reck** und **W. O. Dietrich** in Berlin.

Mit 3 Textfiguren.

I.

(H. R.): Die tiefe Deckschichtenverhüllung der Daressalamer Küstenlandschaft und ihres Hinterlandes bis zum Ruvu, die den Namen Usaramo tragen, hat lange Zeit den geologischen Aufbau in völligem Dunkel gelassen, und es bedurfte schon des Scharfblicks Bornhardt's, um hier — besonders in den südlichen Steilrandgebieten des zentralen Plateauhöhenzuges — erste sichere Unterlagen zu bringen. Seit Bornhardt's Zeiten schuf der im nördlichen Teilgebiet gelegene Schurf der Mittellandbahn ein neues, vorzügliches Profil, das merkwürdigerweise noch nicht ausgewertet wurde, trotzdem eine ganze Anzahl von Geologen es gesehen hat. Der Umbau der Bahn 1912/13 endlich brachte abermals ein noch tieferes, frisches Profil zustande, das im ganzen parallel nahe dem älteren gelegen, mit diesem zusammen den Schlüssel zu mancherlei neuer Erkenntnis bot.

So legte es Brüche und Verwerfungen frei, welche die bis dahin nur nach den morphologischen Verhältnissen eingeschätzte einfache Tektonik der Landschaft vollauf bestätigen und unsere Kenntnis darüber erweitern. Dies soll jedoch anderen Ortes dargelegt werden.

Auf eine spätere Abhandlung muß ich auch die Darlegung der Einzelheiten und größeren Zusammenhänge im Bild und Bau der Landschaft und ihrer Umgebung verschieben, hier sei nur auf ein neues Faunenfragment eingegangen, welches die Stratigraphie und Altersbestimmung des Schichtenstoßes Usaramos einen Schritt vorwärts zu bringen geeignet erscheint.

Nach Bornhardt setzen sich die Schichten Usaramos zusammen:

1. aus einem Sandsteinkomplex, den er nach eigener Angabe ziemlich willkürlich für oberjurassisch hält. Er macht ihn damit zum Liegenden des Ganzen, ohne jedoch über- oder unterlagernde Schichten je beobachtet zu haben;
2. aus einer Serie mergelig-toniger Gesteine, die als obercretacische angesprochen werden müssen;
3. aus überaus mächtigen Deckschichten, wesentlich diluvialen Alters, denen mit Bornhardt auch Fraas u. a. die Pugusandsteine angliedern.

Die Schichtfolge galt lange als fossilleer. Als überaus fossilarm muß sie auch heute noch gelten, aber einzelne Fundstücke sind doch bereits mehrorts gewonnen worden.

Als erster fand Stuhlmann an den Südhängen des Zentralzuges einen unbestimmbaren Muschelrest. Besonders wichtig war dann Bornhardt's Fund eines von Müller bestimmten Radioliten vom Mikwalabach, ebenfalls an den Hängen des südlichen Plateaus. Der Radiolit fixierte sofort sein Muttergestein, das zu der oben genannten mergelig-tonigen Serie gehört, als obercretacisch. Das Stück wurde nicht aus dem Anstehenden, sondern aus der Hangbestreuung gewonnen, trotzdem kann nach Bornhardt über seine Herkunft aus diesen Schichten kein Zweifel bestehen.

Zu diesen Funden aus dem Süden gesellen sich nun noch zwei aus dem Norden, aus dem Gebiet der Bahn. Beide liegen in dem herrschenden, fast fossilfreien, meist ungeschichteten Sandsteinkomplex.

Der erste Fund wurde bei km 24,6 der alten Linie aus dem Anstehenden, nahe der Basis der Sandsteine gegen eine nach unten rasch tonig-mergelig werdende Schichtfolge gewonnen.

Er stellt die Schale einer kleinen Auster dar. Die Spitze ist abgebrochen; der Erhaltungszustand ist sonst ein so vorzüglicher, frischer, daß man glaubt, sogar noch Reste der ursprünglichen Schalenfärbung zu erkennen, was jedenfalls die Vermutung eines relativ jungen Alters nahelegt. Eine Speziesbestimmung ist nicht möglich gewesen.

Der zweite Fund wurde 6,5 km südlich der Bahn bei km 65 in den großen Steinbrüchen für Schottermaterial gemacht.

Das Stück war bereits unter dem gebrochenen und geschlagenen Gestein, daher nicht mehr in situ angetroffen worden. Bei dem

absoluten Mangel jeglichen festen Gesteins auf Kilometer im Umkreis außerhalb dieser inselartigen Emporragung kann jedoch kein Zweifel über seine Herkunft sein.

Habituell von dem Hauptgesteinsmaterial des Steinbruches kaum zu unterscheiden, ist es von ihm doch durch seinen Kalkgehalt unterschieden, der dem Sandstein sonst fehlt.

Die kleine Fauna, die dieses Handstück barg, wird im folgenden von Herrn Kollegen Dietrich besprochen.

Sie ist darnach sicher der oberen Kreide, wahrscheinlich ihren obersten Stufen, dem oberen Senon oder Danien zuzurechnen.

Diese Feststellung ist nun im Verein mit Bornhardt's Radiolitenfund von größter Wichtigkeit für die Fixierung der Altersverhältnisse der Gesteinsfolge Usaramos überhaupt.

Vergleichen wir die Sandsteine der 3 Hauptpunkte: des südlichen zentralen Plateaus, der nördlichen zentralen Puguberge und des westlichen Vorlandes nahe dem Ruvu, so zeigen diese in ihrer Gesamtheit von mir nach v. d. Borne's Vorgang als „Usaramosandsteine“ bezeichneten Sandsteine auf den ersten Blick recht wenig Ähnlichkeit.

Bei näherer Betrachtung findet sich, daß die Gruppe der „Pugusandsteine“, welche wesentlich die Puguberge zusammensetzen, durchweg weiße bis fleckige, helle Sandsteine mit sehr stark, oft völlig kaolinisiertem Bindemittel darstellen. Sie sind daher auch durchweg mürbe.

Die eben die Deckschichten durchragenden Sandsteine im Süden von km 65, die auch bei km 76 nochmals auftauchen, sind dagegen hart und frisch; auch für sie aber ist die partielle Kaolinisierung des Bindemittels charakteristisch und stellt sie in die Verwandtschaft der Pugusandsteine, denen sie auch petrographisch nach Korn und Gefüge sehr nahestehen. Dazu kommt, daß ihre flache Lagerung sie auch unter Berücksichtigung beobachteter Verwerfungen in die unmittelbare Fortsetzung der Pugusandsteine fallen läßt, während sie an die im Westen folgenden jurassischen Gesteine weder nach Lage noch Zusammensetzung Anschluß finden.

Daß aber auch die nach Bornhardt's Proben oft so verschieden aussehenden, von den Pugusandsteinen habituell z. T. recht abweichenden Sandsteine der südlichen Plateaus mit wesentlich mehr Wahrscheinlichkeit den Pugusandsteinen gleichzustellen als in den oberen Jura zu verlegen sein dürften, also nur eine Lokalfazies der Usaramosandsteine bilden, scheint mir aus der folgenden Überlegung hervorzugehen.

Ich bin mir wohl bewußt, daß ihr mangels genügender Fossilfunde und mangels eigener lokaler Ortsanschauung sichere Beweiskraft fehlt; trotzdem scheint sie mir, besonders im Zusammenhang

mit den seit Bornhardt's Studien bekannt gewordenen Funden, die ich oben erörterte, die einzige Möglichkeit einer zwanglosen, befriedigenden Lösung der Lagerungsverhältnisse an die Hand zu geben.

Bornhardt empfand selbst schon die Schwierigkeit seiner oft unvermittelten Nebeneinanderstellung von oberer Kreide und oberem Jura. Er nahm zu ihrer Erklärung Verwerfungen zuhilfe, die in der Tat vorhanden zu sein scheinen, aber selbst dann das Gefühl einer befriedigenden Lösung noch nicht aufkommen lassen können. Es bleibt überaus auffällig, daß teilweise gerade die Sockel der höchsten Plateaus aus dem oberjurassischen Sandstein gebildet werden, während andererseits nirgends die obercretacische Serie über den Sandsteinen lagernd beobachtet worden ist, die Sandsteine vielmehr stets von Deckschichten überlagert werden. Im Gegenteil, in einem großen, wohl tektonisch angelegten und erosiv weiter entwickelten Zerschneidungsgürtel der südlichen Plateaus steigt die Ton-Mergel-Serie zwar sehr oft zu bedeutender Höhe hinauf, bildet aber in solchen Fällen überall das ganze Gehänge bis zu den tiefsten Talböden. Wo aber der Sandstein in tiefen Lagen noch zum Vorschein kommt, liegt er stets unvermittelt neben, nie unter den Mergeln und Tonen. Und ferner die Frage: Wo bleibt die doch normalerweise zwischen die beiden annähernd horizontalen Schichtstöße eingeschaltet zu erwartende Unterkreide, wie wir sie etwa aus dem Süden, der Tendagurugegend usw. so wohl entwickelt kennen, und wie sie vielleicht auch westlich des Ruvu, direkt westlich der Landschaft Usaramo also, anscheinend fossilleer wiederkehrt? Sie ist in dem ganzen hier behandelten Gebiet noch an keiner Stelle aufgezeigt worden.

Das Bahnprofil weiter nördlich aber zeigt uns, daß die Sandsteine — hier die kaolinisierten Pugusandsteine — in großer Mächtigkeit wie im südlichen Plateau den Hauptstock des Gebirges bilden, und diskordant direkt von Deckschichten, bezw. stellenweise von tertiären (?) Tonen überlagert werden. An ihrer Basis aber sind in den östlichsten Randaufschlüssen eben noch die Übergänge zu einer tonig-mergeligen Gesteinsfolge erschlossen, die bei Station Pugu selbst auch einige unreine Kalkbänke als Einlagerungen zeigt. Leider haben sich in ihnen keine Fossilien finden lassen.

Bei der Einheitlichkeit des einfachen Baues der durchweg kalkarmen Sedimenttafeln ganz Usaramos, die im wesentlichen nur von nordsüdlichen tektonischen Zerrungslinien betroffen werden, scheint mir in der hier zu beobachtenden Übereinanderfolge auch ein Hinweis für die Altersdeutung und Beziehung der südlichen beiden Schichtgruppen zu liegen, die trotz aller Abweichungen im einzelnen als Ganzes den nördlichen als gleichgeartete Schichtpakete gegenüberstehen und sich gerade im Gesamthabitus von

einer Ähnlichkeit mit jurassischen Sedimenten entfernen, die ganz allgemein besonders in ihren oberen Teilen durch viel stärkeren Kalkreichtum ausgezeichnet sind.

Im nördlichen Bahnprofil stellt sich das sandige Hangende durch seinen Fossilinhalt als oberstes Senon dar. Darunter folgen tonig-mergelige Schichten ohne bekannte Fossilien.

Im Süden stellt sich das vielfach bis in die tiefsten Aufschlüsse hinabreichende Gestein, ebenfalls als eine tonig-mergelige Schichtfolge dar, die hier aber durch einige aus ihr stammende Fossilreste als turon-senon gesichert ist, während daneben Sandsteine auftreten, welche die nur noch von Deckschichten überlagerten Sockel gerade der höchsten Plateauteile bilden.

Diese in sich abgeschlossene und außerhalb des behandelten Gebietes nicht wiederkehrende Gleichartigkeit der Entwicklung der beiden Schichtgruppen, von denen im einen Fall die Hangende, im anderen die Liegende ihrem Alter nach paläontologisch bestimmt werden konnte, scheint mir ihre enge stratigraphische Zusammengehörigkeit mit großer Wahrscheinlichkeit darzutun und somit eine Parallelisierung der einzelnen Lokalitäten erforderlich zu machen.

Das bisher ausschließlich beobachtete Nebeneinander der beiden petrographisch scharf geschiedenen Schichtgruppen in den Südplateaus bleibt auch bei der hier vertretenen Auffassung — ebenso wie bei Bornhardt — nur durch Verwurf und Denudation erklärbar.

Die Parallelisierung der südlichen und nördlichen Schichtkomplexe Usaramos aber läßt mir nach dem Gesagten unter Einbeziehung der westlich vorgelagerten Sandsteine die nachfolgende Zusammenstellung, in der das diluviale Alter der Puguberge fällt und die jüngste Kreide vom inneren Küstenterrassenrand bis an den Ruvu herangezogen wird, als besser begründet, natürlicher und einfacher erscheinen, als die bisherige Scheidung in diluviale, obercretacische und oberjurassische Schichten.

Schematisch dargestellt ergibt sich also nach Obigem für die Landschaft Usamaro der folgende Aufbau:

Diluvial und alluvial: Herrschend rote, lokal auch graue und fleckige Decksandlehme, Kaolin.

(?) Tertiär (nur lokal): Graue, braune bis fleckige Tone in West-Usaramo, fossilleer (hier nicht berücksichtigt).

Oberstes Senon: Usaramosandsteine (graue und braune Sandsteine im Süden, weiße bis fleckige „Pugusandsteine“, kaolinisiert und zermürbt im Norden, meist noch frisch und hart im Westen).

Senon — Turon: Ton-Mergel-Serie mit einzelnen Kalk- oder Sandsteineinlagerungen.

Ältere Kreide und oberer Jura: Fehlen.

II.

(W. O. D.): Die mir fertig präpariert übergebene Fauna aus den Schotterbrüchen S von km 65 besteht aus:

1. *Operculina* sp.
2. *Chilostome Bryozoe.*
3. *Exogyra* sp.
4. *Limatula* sp. (cf. *Lima semisulcata* NILSS.).
5. ? Gastropodenhohlräume und
6. unbestimmbare Muschelschalenreste.

Die Reste liegen in einem aus scharfkantigen, splittrigen Körnern von Quarz, Orthoklas, Plagioklas, Granat zusammengesetzten, kalkigen Sandstein. Von Bedeutung, weil einigermaßen bestimmbar, sind die Foraminifere und die Zweischaler. Leider ließen sich von der ersten nicht mehr als zwei von H. RECK gefundene Exemplare gewinnen, obwohl sie anscheinend nicht so selten vorkam. Aber in dem porösen, durchlässigen Sandstein sind die kalkigen Schälchen aufgelöst, wie die zahlreichen, feinen Drusen und umsinterten Hohlräume im Gestein, die z. T. noch die Form aufgelöster Operculinen haben, beweisen. Die erhaltenen Schalen sind durch Quarzsplitter zerkratzt. Sie bestehen aus zwei rasch anwachsenden Umgängen, großer Anfangskammer und stimmen, abgesehen davon, daß sie vielleicht etwas dicker sind, durchaus mit der weit verbreiteten miocänen *Operculina complanata* überein.

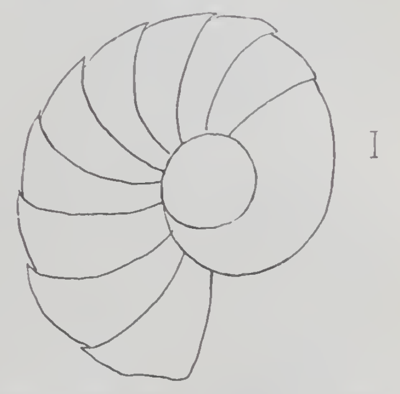


Fig. 1. *Operculina* sp. (Vergr. ca. 15 .)

Der Bryozoenrest besteht aus einem Abdruck mit 8 Reihen schräg durchbohrter, nach innen sich verengenden, rundlichen Öffnungen.

Von der *Exogyra* liegt die Wirbelspitze der linken Klappe vor. Sie zeigt eine winzige Anheftungsnarbe und stimmt ihrer Zierlichkeit und Drehung nach vollkommen mit dem Wirbelapex großer Kreideexogyren, so besonders *Exogyra columba* LK. aus dem Cenoman, überein. Es läßt sich nicht entscheiden, ob *E. columba* vorliegt: vielleicht handelt es sich um eine kleine Art, wofür das Vorkommen einiger winziger Reste von gedrehten Deckelklappen (nicht mit *Operculina* verwechseln!) spricht.

Lima (Limatula) sp. Ein winziges Exemplar einer an der *Exogyra* sitzenden Limide (vgl. Fig. 2), die zu *Limatula* gehört. Die radiale Berippung ist an den Seiten schwächer als in der Mitte. Be-

sonders die Vorderseite ist in ihrer Skulptur deutlich verschieden vom mittleren gewölbten Schalenteil, und der Gegensatz ist ganz ähnlich wie bei *Lima semisulcata* Nilss. aus dem Senon und Danian. Ob unsere Form damit identisch ist, läßt sich nicht sicher angeben.

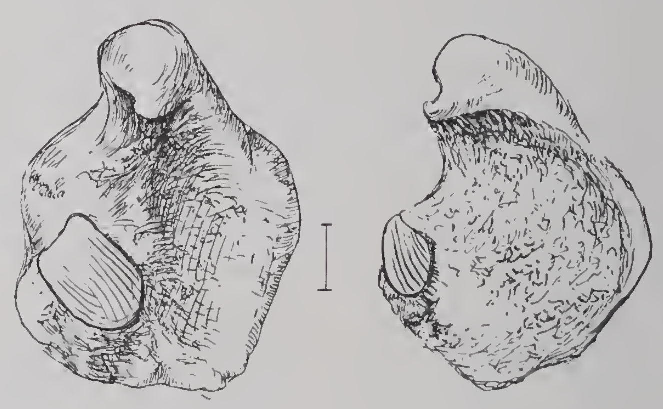


Fig. 2. *Exogyra* sp. (Vergr. ca. 5½ ×.)

Die Dürftigkeit dieses Faunenfragments macht ein Urteil über das Alter sehr schwer. Die Anwesenheit der *Operculina* läßt zunächst an Neogen denken, aber die *Exogyra* schließt dies aus. Die Operculinen treten bereits in der oberen Kreide auf und werden als die Vorfahren der Nummuliten angesehen. *Exogyra* in Verbindung mit *Limatula* spricht viel eher für Kreide als für Tertiär.

Fig. 3. *Limatula* sp. (Vergr. ca. 15 ×.)

Läßt sich ein direktes paläontologisches Altersurteil nicht sicher fällen, so bleibt natürlich neben stratigraphischen Erwägungen die indirekte Argumentation offen. Das Fehlen von Nummuliten und alttertiären Operculinen in den — allerdings nicht großen — Gesteinsproben scheint den Schluß zu rechtfertigen, daß Alttertiär (bis Aquitan einschließlich) nicht vorliegt. Es bleibt dann nur die Kreide übrig, und zwar nur Oberkreide vom Cenoman an, denn die höhere ostafrikanische Unterkreide ist durch die weite und gleichmäßige Verbreitung der Gattung *Orbitolina* gekennzeichnet [1]. *Orbitolina* kommt noch häufig im Obercenoman vor. Ist ihr Fehlen in dem vorliegenden Sandstein nicht nur durch zufällige Umstände bedingt, so ist der Schluß erlaubt, daß wir höhere Oberkreide vor uns haben.

[1] so im Süden von Lindi bis Kilwa.

Aucella Bronni im schwäbischen Jura.

Von **Rich. Brill** in München.

Mit 1 Textfiguren.

Gelegentlich meines Tübinger Aufenthaltes besuchte ich wiederholt die alt bekannten Fundstätten in der Schwammfazies des Weiß-Jura α im Lochengebiet. In den schönen, von der Straßenanlage geschaffenen Aufschlüssen auf der Paßhöhe des Lochengründle, östlich der Straße, die von Balingen heraufführt, hatte ich das Glück auch ein sehr schön herausgewittertes Exemplar einer doppelklappigen Muschel zu finden, die zur Gruppe der Aucellen gehören mußte.

Schon der Fund einer *Aucella* an sich und noch mehr die Tatsache, daß es, wie sich bei der Bestimmung herausstellte, keine *A. impressae* sein konnte, ließ es wünschenswert erscheinen, weiteren Kreisen der Fachleute davon Mitteilung zu machen. Die Anregung dazu verdanke ich vor allem Herrn Prof. Hennig.

Schon von vornherein mußte es zweifelhaft erscheinen, ob sich das vorliegende Stück mit den in der Tübinger Sammlung befindlichen beiden *A. impressae* identifizieren ließe, wenngleich die



Fig. 1. Aufsicht auf die rechte Klappe.
„ 2. Linke Schale.
„ 3. Seitenansicht zur Veranschaulichung der Wölbung.
„ 4. Maße: l = 28 mm, b = 17 mm.

NB. Die konzentr. Streifung, noch mehr aber die feinen Radialstreifen treten in Wirklichkeit nicht ganz so deutlich zutage wie in Fig. 1 u. 2.

Aucellen-Natur unverkennbar ist. Die Länge der Muschel beträgt 28 mm, die dazu senkrecht gemessene Breite 17 mm. Da das Exemplar an dem flach auslaufenden Unterrand z. T. abgebrochen ist, dürfte sich die Länge noch um etwas erhöhen. Die große Ähnlichkeit mit *A. Bronni* schon im äußern Habitus ist sofort in die Augen fallend. Der schnurgerade nach hinten unten verlaufende

Schalenrand bildet sozusagen den Durchmesser eines von der übrigen Randzone gebildeten etwas abgeflachten Halbkreises. Der Erhaltungszustand der Wirbelpartie ist leider nicht sehr ausgezeichnet, obwohl das Stück sonst mit der ganzen Feinstruktur der Schalen erhalten ist. Der Wirbel der rechten Klappe allein ist noch unbeschädigt, nicht sehr stark gewölbt und etwas nach vorne gerichtet. Soweit der linke, z. T. abgebrochene Wirbel sich noch mit Sicherheit deuten läßt, war er etwas über die rechte Klappe übergebogen und in seinem höchsten Punkt 2,5 mm über den rechten Wirbel emporragend.

Die angegebene Länge dürfte jedoch in Wirklichkeit zu groß sein, da die rechte Klappe nicht nur in die linke eingedrückt, sondern zugleich auch um etwa 1 mm nach unten verschoben worden sein muß. Daher ist auch leicht erklärlich, warum das hintere Ohr der rechten Klappe vermißt werden muß: Es ist — frei hervorragend — abgebrochen. Das hintere Ohr der linken Klappe dagegen ist infolge seiner Lage noch sehr gut erhalten, ziemlich groß und deutlich von der übrigen Schale abgesetzt. Es scheint in eine ziemlich scharfe, kaum gerundete Ecke auszulaufen, von wo aus der Schalenrand unter ca. 120° ansetzt.

Von einem vorderen Ohr ist in beiden Klappen nichts zu erkennen. Auch die Präparation, soweit sie ohne zu zerstören bei dem verhältnismäßig weichen Gestein und der zarten Schale möglich war, ließ kein Byssusohr erkennen. Ich möchte vermuten, daß es noch von der Gesteinsausfüllung der linken Klappe bedeckt ist.

Die Skulptur der Schalen ist wieder sehr charakteristisch. Ein feines Gitterwerk von in größern Abständen stehenden konzentrischen Ringen und — dazu annähernd senkrecht bis schief — feinen, engstehenden, teilweise korrespondierenden radialen Linien oder Fältchen überziehen in gleicher Weise beide Schalen vom Wirbel bis zum Hinterrand. Die rechte Schale zeigt noch die äußerst feine Berippung und konzentrische Anwachsstreifung in bester Erhaltung, während auf der linken Klappe die Skulptur nicht mehr so scharf hervortritt, und am Wirbel fast ganz abgerieben erscheint.

Ein Vergleich mit andern Aucellen-Arten führt nun zu folgenden Ergebnissen: Im Gegensatz zu *A. impressae* ist hervorzuheben, daß hier auch die Wirbel, sehr deutlich der rechte, in gleicher Weise nur noch entsprechend feiner gegittert erscheinen wie die übrigen Schalenteile. Die hier viel länger ausgezogene, gewissermaßen schlankere Form spricht ebenfalls nicht für *A. impressae*. Das Byssusohr, das dort groß und deutlich in Erscheinung tritt, ist hier nicht vorhanden oder doch sehr klein, vielleicht noch von der Gesteinsausfüllung der linken Schale bedeckt, wie ich schon oben auseinandergesetzt habe. *A. radiata* aus den Cordaten-Schichten Rußlands scheidet schon wegen der in viel größeren Abständen

stehenden konzentrischen Streifung aus. Von *A. Pallasi* der unteren Wolgastufe unterscheidet sie die viel schlankere Form und der schnurgerade verlaufende Hinterrand. Auch ist dort die Wölbung der Wirbel und der Schalen viel stärker und ungleichmäßiger. Die bei POMPECKJ angeführten *A. Pallasi* aus den Solnhofener Plattenkalken, sehr Posidonien-ähnlich, können nicht verglichen werden. *A. Erringtoni* GABB. aus Californien zeigt nur im Vorderteil der Schale radiale Linien.

So bleibt denn von den nahestehenden Formen nur *A. Bronni* übrig, die sich in Beschreibung und Abbildung bei LAHUSEN und POMPECKJ mit dem vorliegenden Exemplar vollkommen deckt. Das deutliche hintere Ohr der rechten Klappe, das verkümmerte Byssusohr, die fast gleichmäßige Wölbung in beiden Schalen und endlich die Skulptur lassen sich mit *A. Bronni* vortrefflich in Einklang bringen. Ihr Vorkommen in den *alternans*-Schichten Rußlands und in demselben Horizont in Schwaben, wo ich zugleich denselben Ammoniten sammeln konnte, stimmen ebenfalls gut überein.

Der fränkischen Form stellt sich also ein zweites schwäbisches Exemplar an die Seite und weitere mögen noch folgen. Das von F. v. HUENE beschriebene Exemplar möchte ich nicht gerne von dem meinigen unterschieden wissen, obwohl es als *A. solodurensis* der *A. Bronni* var. *lata* angeschlossen ist und sich tatsächlich in keinem Merkmal von der russischen Form unterscheidet. Ich kann jedoch kaum einen Unterschied im Ausmaß der Größenverhältnisse mit der typischen *A. Bronni* wahrnehmen. Doch wird man darüber wohl so lange streiten können, als noch keine einheitlichen Messungen vorliegen, da die gewöhnliche Art der Messung der Lamellibranchiaten hier versagt.

Nach LAHUSEN ist ja *A. Bronni* von *A. Bronni* var. *lata* keineswegs scharf unterschieden, sondern „durch allmähliche Übergänge aufs engste verbunden". Danach möchte ich das vorliegende Exemplar als eine der *A. Bronni* sehr nahestehende Form aus dieser Variationsreihe definieren und ich glaube, daß sich auch so die *A. solodurensis* von v. HUENE und damit auch die Basler Stücke einfügen lassen werden.

Literatur.

J. LAHUSEN: Über russische Aucellen. Mém. Com. Géol. St. Petersbourg. 8. Nr. 1.

J. F. POMPECKJ: Über Aucellen und Aucellen-ähnliche Formen. N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XIV. p. 319.

— Aucellen im fränkischen Jura. Ebenda. 1901. I. p. 18.

Frh. v. HUENE: Über schwäbische Aucellen. Ebenda. 1900. I. p. 51.

Besprechungen.

Fr. Etzold: Die sächsischen Erdbeben während der Jahre 1907—1915. (Abh. math.-phys. Kl. d. Sächsischen Gesellsch. d. Wiss. 36. [III.] 215 p. Leipzig 1919.)

In Fortsetzung der Arbeiten von H. Credner hat es Fr. Etzold unternommen, über die sächsischen Erdbeben während der Jahre 1907—1915 zu berichten. Dank einer sehr guten, von Credner geschaffenen und wesentlich auf freiwilliger Mitarbeit beruhenden Organisation des Erdbebenbeobachtungsdienstes in Sachsen liegt auch für diesen Zeitraum ein sehr reichhaltiges Material vor. Besonderes Interesse erweckt das vogtländische Schwarmbeben vom Herbst 1908, welches, wie nunmehr klargestellt werden konnte, im Anfang der zweiten Oktoberhälfte mit ganz leichten, von einander unabhängigen örtlichen Erschütterungen im Vogtland, im Schönau—Wildenfelser Zwischengebirge, auf dem Mittweidaer Granit und in der Leipziger Bucht einsetzte und am Morgen des 6. Nov. seine maximale Energie entfaltete, um dann bis Ende Dezember unter zeitweiligem lebhafteren Wiederaufflackern allmählich auszuklingen. Die Haupterschütterung am 6. Nov., welche die heftigste aller bisherigen vogtländischen Erdstöße darstellt, wurde in einem Bereich von 44 000 qkm deutlich wahrgenommen, und zwar, wie die der Arbeit beigegebene Übersichtskarte lehrt, von Dessau und Staßfurt im Norden bis an den Regen im Süden und von Gotha im Westen bis nach Zittau und Bautzen im Osten; sie hat also auch die große Lausitzer Dislokation überschritten. Nach den mitgeteilten Wirkungen dürfte sie in ihrem Epizentralgebiet den 6. Intensitätsgrad Rossi-Forel erreicht und stellenweise auch eben überschritten haben [1]. In Graslitz—Silberbach (Böhmen,

[1] Die auch vom Verf. vereinzelt vorgenommenen Abschätzungen der Intensität entsprechen, wie aus der eingehenderen Beschreibung der Stoßwirkungen zu schließen ist, der Rossi-Forel'schen Skala. Nach Ansicht des Ref. sollte man nicht unterlassen, entweder in der Einleitung allgemein auf die benutzte Skala hinzuweisen oder in jedem Einzelfall zu schreiben: 6° Rossi-Forel oder 6° Mercalli und ähnlich. In der vorliegenden Arbeit erfahren wir mehr gelegentlich, und zwar erst auf p. 151/152, Näheres über die zugrunde liegende Staffel. Es geht auch daraus hervor, daß es sich in der Tat um die gegenwärtig allgemein und begründeterweise nach Rossi und Forel benannte Skala handelt. Der dort einmal gebrauchte Ausdruck „Rossi-Credner'scher Stärkegrad" könnte leicht irreführen und ist auch wohl nicht zulässig, da doch Credner, wie auch Verf. selbst bemerkt, sich nur für die Annahme einer bereits bestehenden Skala entschieden hat. Der Wert, der einer gut durchdachten empirischen Intensitätsskala trotz mancher ihr notwendigerweise anhaftenden Unbestimmtheit zukommt, könnte durch einheitlichere Benutzung nicht unwesentlich gehoben werden.

nahe der sächsischen Grenze am oberen Vogtland) wurden insbesondere in den vier Tagen vom 3. bis zum 6. Nov. zusammen 442 Stöße und am 4. Nov. allein 185 Stöße gefühlt. Diese Zahlen erscheinen der durch sie angezeigten hohen Bebenfrequenz wegen besonderer Beachtung wert. Insgesamt wurden vom 18. Okt. bis zum 31. Dez. in Sachsen 1384 Erdstöße gefühlt, von denen 102 Stöße auch in Leipzig vom WIECHERT'schen astatischen Pendelseismometer registriert worden sind. Genetisch wird der ganze Bebenkomplex in allen seinen Einzeläußerungen als ein zusammenhängendes Ereignis aufgefaßt und in Rücksicht auf die Vielheit und weite räumliche Streuung der dabei in Tätigkeit getretenen Herde als multizentrisches Schwarmbeben bezeichnet. Zur Mehrzahl gehörten die Epizentren allerdings dem chronischen Schüttergebiet von Asch—Markneukirchen—Graslitz an.

In eingehender Weise ist auch über das große süddeutsche Erdbeben vom 16. Nov. 1911 berichtet, das in ganz Sachsen deutlich wahrnehmbar war und in seinem Auftreten auch hier eine bemerkenswerte Abhängigkeit von der lithologischen Beschaffenheit des Bodens und seiner Tektonik aufwies (intensitätsmildernde Wirkung von Batolithen, verstärkender Einfluß loser Schwemmlandsgebilde; „Brandung" an der großen Lausitzer Dislokation). Zu einigen interessanten Schlüssen führt ferner der Vergleich des ansehnlichen, vom Untergrunde Leipzigs am 27. Juni 1914 ausgegangenen Erdbebens mit dem von CREDNER untersuchten Leipziger Beben vom 17. Aug. 1905.

Ein besonderer Abschnitt ist der Besprechung der seismometrischen Aufzeichnungen gewidmet. Hier ist die Feststellung wesentlich, daß es die transversalen S-Wellen (d. h. also die 2. Vorläufer oder undae secundae) sind, die sich auch bei den vogtländischen Nahbeben am deutlichsten hervorheben. Man wird ferner der Auffassung des Verfassers beizupflichten haben, wenn er die makroseismisch vielfach gemachte Wahrnehmung zweier kurz aufeinander folgender Stöße auf die getrennte Wirkung der voraneilenden longitudinalen P-Wellen (d. i. der 1. Vorläufer oder der undae primae) und der etwas später eintreffenden transversalen S-Wellen zurückführt, und hervorhebt, daß oft allein nur diese stärkeren S-Wellen fühlbar sind und zur Registrierung gelangen. Dies alles stimmt gut mit den Erfahrungen überein, die bei Gelegenheit von Schweizer Nahbeben gemacht worden sind (siehe die Ausführungen von A. DE QUERVAIN in den Jahresberichten des Schweizerischen Erdbebendienstes 1914 u. 1915).

An eine Mitteilung eigener Beobachtungen des Verf.'s im Schüttergebiet und an eine kurze Charakteristik des Verlaufs der vogtländischen Erdstöße schließt sich dann als Endkapitel noch eine inhaltsreiche genetische Betrachtung. Unter Anknüpfung an den für das Auftreten der Erschütterungen im Vogtlande wesentlich

erscheinenden Umstand, daß dieselben „unter lautem Geräusch auf Linien fortschreiten und beiderseits der letzteren den Boden in rasche Zitterbewegungen versetzen“ und in eingehender Erörterung des Vorganges der Bergschläge sowie der tektonischen Verhältnisse des Erdbebengebietes kommt Verf. in sehr überzeugender Weise zu dem Ergebnis, daß die vogtländisch-erzgebirgischen Erdbebenschwärme eine manchen Bergschlägen nahe verwandte Erscheinung sind und auf Rißbildungen (Zerreißungen im Gestein) beruhen, die ihrerseits „durch das Ausklingen der mit Hebung des Nordwestflügels verbundenen erzgebirgischen Dislokation nach W hin herbeigeführt werden“. Eine solche erzgebirgische Hebung hat sich sicher noch in der jungdiluvialen Zeit abgespielt und ist vielleicht, wie Verf. meint, nur ein Glied eines weit umfassenderen Hebungsvorganges, der möglicherweise noch gegenwärtig andauert und auch Anlaß zu dem mitteldeutschen Beben von 1872 und den süddeutschen Beben von 1911 und der folgenden Zeit gegeben haben könnte. Die so durch Spannungsauslösungen hervorgerufenen Spaltenaufreißungen wie die mit diesem ganzen Prozeß notwendig verbundenen Niveauänderungen dürften dabei säkularen Charakter tragen. Verf. macht daher im Hinblick auf eine erfolgreiche Untersuchung künftiger Schütterperioden u. a. den sehr zweckmäßigen Vorschlag, im vogtländisch-erzgebirgischen Bezirk von Zeit zu Zeit Präzisionsnivellements auszuführen.

Erwähne ich noch, daß auch die seismisch-akustischen Vorgänge als solche eine interessante Beleuchtung erfahren, so dürfte klar sein, daß in der besprochenen Abhandlung eine sehr beachtenswerte Arbeit vorliegt, die nicht nur einen wertvollen Beitrag für die Erdbebenkunde Sachsens und seiner Nachbargebiete darstellt, sondern auch darüber hinaus für die Erdbebenforschung im allgemeinen einige wichtige neue Gesichtspunkte enthält. Die hier über einen größeren Zeitraum in so großer Vollständigkeit veröffentlichten makroseismischen Daten eines einheitlichen Schüttergebietes dürften überdies in Verbindung mit ähnlichen früheren Arbeiten auch eine geeignete Unterlage für seismische Untersuchungen anderer Art abgeben. **E. Tams.**

Berichtigung.

In dem Aufsatz von V. Hilber: Über das Alter der *Pithecanthropus*-Schichten (1921, p. 149—154) lies p. 149 Zeile 22 v. oben 14 statt 10; p. 149 Zeile 25 von oben 5 statt 6; p. 150 Zeile 17 von oben 5 statt 6, Zeile 18 von oben 9 statt 10; p. 150 Zeile 13 von unten 5 statt 6; p. 149 Zeile 25 von oben streiche: *Bos palaeindicus*.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Über eine metasomatische Bildung von Magnesit (Breunnerit) nach Peridotit.

Von **W. Hammer** in Wien.

An der Westseite des Kopaonikgebirges in Serbien liegt über dem den Kern des Gebirges bildenden Syenitlakkolithen und dessen Schieferhülle eine bedeutende Masse von Peridotit, welche einen Teil der im mittleren und unteren Ibartal sich ausbreitenden ophiolithischen Intrusivmasse bildet.

Der Peridotit enthält neben Olivin als Hauptbestandteil nur rhombischen Pyroxen, der in Täfelchen bis zu 2 cm, in der Regel aber von 3—5 mm Durchmesser hervortritt und im Dünnschliff eine sehr feinfaserige Struktur aufweist; Nebengemengteil Chromit. Serpentinisierung ist nur in sehr geringem Grade eingetreten. Als Lagergang in den unterliegenden Amphiboliten tritt auch Amphibolperidotit auf.

Der Serpentin wird an vielen Stellen von Gängen und Stöcken jungvulkanischer Gesteine — Andesite und Trachyte — durchbrochen. deren Effusivbildungen und tuffitische Sedimente sich im Ibartal weiterhin ausbreiten. Während die aus Peridotit bestehenden Gebirgshänge am Kopaonikgebirge sehr vegetationsarm sind und allenthalben das kahle, gelb- oder rötlichbraune Gestein zutage treten lassen, bilden die jungvulkanischen Gesteine schön begrünte und stark besiedelte Oasen darin.

Bei der Bereisung des Gebirges, welche Dr. Otto Ampferer und der Schreiber dieser Zeilen im Auftrag der Akademie der Wissenschaften in Wien im Jahre 1918 durchführten, beobachteten wir bei Sipačina und in dem Graben der Džepska reka am Rande des Serpentins gegen den Andesit (die mikroskopische Untersuchung dieser Durchbruchgesteine muß erst ausgeführt werden) Partien eines Gesteins von gelber oder ziegelroter Verwitterungsfarbe mit kleinen, hell spangrünen Flecken, im frischen Bruch teils rötlichgrau und feinkristallin, teils gelblich und dicht mit grünen Flecken. Die Härte ist bedeutend. Bei Džepe erscheint es dickbankig, sonst ungeschichtet und rauhwackenähnlich. Weiße Quarzadern durchziehen das Gestein.

U. d. M. erweist es sich als eine Umwandlung des Peridotits in ein Gemenge von Carbonat und Quarz. Von den Pyroxenen des Peridotits ist die Form, die teilweise idiomorphen Umrisse, an anderer Stelle die buchtig korrodierten Formen erhalten; längs den Spaltrissen ist Carbonat eingedrungen, die übrige Masse ist durch ein Aggregat von farblosen, rundlich ineinandergreifenden Quarzkörnern ersetzt, welches manchmal auch eine unvollkommen sphärolithische Anordnung erkennen läßt. Dickere Splitter zeigen grünliche Färbung. Die Hauptmasse des Gesteins ist ein körniges Aggregat von viel Carbonat und weniger Quarz. In einem Schliff von Džepe ist deutlich die Maschenstruktur des Serpentins darin erhalten. Schwarze, kleine Körnchen von Chromit sind dort und da eingestreut. Außerdem beobachtet man im Quarzaggregat Nester winziger, rundlicher Kriställchen ohne deutliche Kristallformen, farblos oder blaß gelblich, mit höherer Lichtbrechung als das Carbonat und gleich hoher Doppelbrechung; vielleicht Eisenspat? Wo die Serpentinstruktur erhalten ist, folgen sie in ihrer Anordnung den Netzlinien, ebenso die Granitkörnchen. Die Adern des Gesteins bestehen aus großkörnigem Quarz und darin eingeschlossenem, oft idiomorphem Carbonat. Auch jene fraglichen Kriställchen trifft man in den Adern wieder.

Die chemische Analyse, ausgeführt von Regierungsrat Ing. C. F. Eichleiter, ergab folgendes:

In Säure löslicher Teil 67,01 %	$MgCO_3$	55,21
	$FeCO_3$	10.03
	Al_2O_3	1.07
	SiO_2	0.70
In Säure unlöslicher Teil 33,20 %	SiO_2	31,60
	Fe_2O_3	0,37
	Al_2O_3	0,09
	Cr_2O_3	0,60
	MgO	0,54
		100.21

Berechnet man den löslichen Teil für sich, so ergibt sich als Zusammensetzung des Carbonats:

MgO	39.95
FeO	9.62
CO_2	47,78
Al_2O_3	1,60
SiO_2	1,05
	100.00

Vergleicht man damit die in Doelter's Handbuch der Mineralchemie angegebenen Magnesitanalysen, so ergibt sich als sehr nahe übereinstimmend der Breunnerit von Pfitschtal (39,48 MgO,

9,68 FeO), weiter auch jener vom Rotenkopf und vom Fassatal. Doch sind auch unter den Magnesiten solche mit 9,81 FeO (St. Oswald in Kärnten) und mit ähnlich hohen Beimengungen von Kieselsäure und Tonerde (z. B. St. Oswald mit 1,8 SiO_2). Dabei bemerkt man im Dünnschliff, daß ein Teil des Eisens als Eisenhydroxyd in Gestalt rostiger Schüppchen und Flecken ausgeschieden, der Eisengehalt des Magnesits dementsprechend etwas niederer als der oben errechnete ist.

Es hat hier also unter Erhaltung der Struktur eine Umwandlung des Magnesiumsilikats in Carbonat und Ausscheidung der Kieselsäure als Quarz stattgefunden. Die Bildung von Carbonat und die Erhaltung der Struktur sprechen trotz der Lage der Fundorte am Kontakt von Andesit und Serpentin gegen eine Deutung als Kontaktmetamorphose; die Randspalte zwischen beiden Gesteinen hat den postvulkanisch auftretenden kohlensäurehaltigen heißen Wässern als Weg gedient. Die Region der jungvulkanischen Aufbrüche im Ibartal ist noch heute reich an heißen Quellen (Mitrovica, Novipazar, Josanicka) und Mineralwässern, und an zahlreichen Stellen sieht man die Eruptivgesteine durch solche zersetzt und umgewandelt.

Eine Bildung von kristallinem Magnesit aus Peridotit (Serpentin) ist bisher nur aus den Randzonen von Serpentinstöcken in den kristallinen Schiefern bekannt — Redlich's[1] Typus Greiner, wo Kristalle von Magnesit eingebettet in Talk-, Chlorit- und Strahlsteinschiefer auftreten. Es sind kristalline Schiefer, entstanden aus einer auf hydatogenem oder pneumatolytischem Wege gebildeten Umwandlungszone des Serpentins. Sie wären also primär ähnlicher Entstehung wie die hier beschriebenen, doch herrschen bei ihnen die Magnesiasilikate weitaus vor.

Soviel im Anblick aus der Ferne zu erkennen war, scheinen diese Bildungen am Kopaonik nicht auf den Rand des Andesits beschränkt zu sein, sondern auch abseits davon im Peridotit vorzukommen. Im Serpentin-Peridotit des Ibartals beobachteten wir mehrfach auch amorphen dichten Magnesit in Adern und Gängen, nach dem Bericht der ungarischen Geologen[2] kommt er auch in dem Teil desselben an der Westseite des Kopaonik vor. Wie andern Orts mitgeteilt werden wird, sind diese amorphen Magnesite wahrscheinlich vorcretacischen Alters, während die Bildung des oben beschriebenen kristallinen Magnesits entsprechend dem untermiocänen Alter[3] der Andesite in die Jungtertiärzeit gerückt ist.

[1] Zeitschr. f. prakt. Geol. 1909. p. 304

[2] Jahresber. d. ung. geol. Reichsanst. f. 1916.

[3] Kossmat, Ber. üb. d. Verh. d. Kgl. sächs. Ges. d. Wiss. 68. 1916. p. 166.

Über die Absorption von Gasen durch Chabasit.

Von **R. Nacken** und **W. Wolff** in Greifswald.

Mit 4 Textfiguren.

(Schluß.)

Um einwandfreiere Resultate zu erhalten, wurde daher die oben skizzierte Apparatur benutzt, bei der die zugehörigen absoluten Gasmengen und damit die Größe des absorbierten Anteils meßbar war. Mit der geänderten Temperatur wurde zunächst die Konstanz der absorbierten Gasmenge geprüft. Es wurde eine Menge von 9,87 g Chabasit auf 300° erhitzt und dabei bis auf $\frac{1}{10}$ mm evakuiert. Das während der Evakuation austretende Wasser wurde dabei von dem P_2O_5 absorbiert, so daß eine Wirkung des Wasserdampfdrucks sich nicht bemerkbar machen konnte. Dann wurde auf Zimmertemperatur abgekühlt und in der oben geschilderten Weise N zum Absorptionsgefäß geleitet. Es ergab sich, daß nach 3 Tagen unter fortwährendem Nachstellen des Wassergefäßes schließlich 99,1 ccm absorbiert wurden, und zwar wurden in den ersten beiden Stunden 57,6 ccm, bis zum Abend desselben Tages im ganzen 81,1 ccm, über Nacht weitere 16,7 ccm und im Verlaufe eines weiteren Tages noch 1,3 ccm absorbiert; damit war die Konstanz erreicht, denn nun trat im Verlaufe weiterer 24 Stunden keine Änderung mehr ein. Unter Berücksichtigung der Veränderung des Barometerstandes und der Temperatur während der folgenden 3 Tage ließ sich eine Vermehrung der Absorption nicht mehr beobachten, so daß tatsächlich ein Gleichgewichtszustand erreicht wurde. Dieselben Versuche wurden mit H und CO_2 angestellt; offenbar diffundiert H wesentlich schneller, denn nach einem Tage war das Maximum der absorbierten Menge mit 78,5 ccm erreicht, während für CO_2 nach $1\frac{1}{2}$ Tagen 63,2 ccm ermittelt wurden. Jedesmal wurde durch Erhitzen und gleichzeitigem Evakuieren das vorhergehende Gas entfernt.

Nach diesen Versuchen wurden die folgenden Beobachtungen angestellt, indem vor allem danach gestrebt wurde, das Absorptionsgleichgewicht zu erreichen. Es wurde zunächst die Frage nach der Abhängigkeit der bei Zimmertemperatur erfolgenden Absorption von der Temperatur des Evakuierens des bei 450° entwässerten Chabasits bearbeitet. Durch die

Erhitzung des natürlichen Chabasits auf 450° verliert er 18% seines Wassergehaltes, so daß also die Absorption des Gases zurückzuführen sein muß auf eine Ersetzung dieser verlorenen 18% Wasser. Es lag daher nahe, zu untersuchen, in welcher Weise eine verschiedene Behandlung des entwässerten, mit Gas gesättigten Chabasits von Einfluß auf die Absorption sei. Dazu wurden die Absorptionen nach erfolgter Abkühlung und Sättigung bei Zimmertemperatur nach der Evakuierung bei 100°, 300° festgestellt. Die Ergebnisse sind in Tabelle 3 mitgeteilt.

Tabelle 3

Gas	Temperatur der		Absorbierte Menge in			
	Evakuation	Absorption	Volumen ccm	Vol.-%	Gewicht g	Gew.-%
N	300	20	99	1414	0,13	1,3
H	300	20	79	1128	0,01	0,1
CO_2	300	20	63	900	0,12	1,2
Luft	300	20	63	900	0,08	0,8
N	100	20	68	971	0,09	0,9
H	100	20	58	829	0,01	0,1
CO_2	100	20	41	586	0,08	0,8
Luft	100	20	62	886	0,08	0,8

Erhitzt und evakuiert man die Chabasitmenge bei 300° und leitet N bei 20° hinzu, so werden 99 ccm absorbiert, also ungefähr das 14fache des vom Chabasit eingenommenen Raumes; bei H beträgt die Absorption das 11fache, bei CO_2 und Luft das 9fache des Chabasitvolumens. Hierbei wurde also bei jedem Versuch die Substanz auf 300° erhitzt und bei dieser Temperatur evakuiert. Dabei wurde die Voraussetzung gemacht, daß auf diese Weise der gesamte absorbierte Gasanteil wieder entfernt wurde. Die folgenden Zahlen der Tabelle geben entsprechende Daten an. Wenn man nunmehr, nachdem der Versuch mit Luft bei der Evakuationstemperatur von 300° erledigt war, nur bis 100° erhitzt und hier evakuiert und bei 20° absorbieren läßt, so ist voraussichtlich nur ein Teil der Luftmenge aus dem Kristall herausgeholt, so daß jetzt nicht der ganze Raum durch die Absorption mit N ausgefüllt wird, sondern nur durch ein Gemisch von Luft und Stickstoff. Mit Ausnahme von Luft ergibt sich dabei die zu erwartende starke Abnahme der absorbierten Menge. Indessen sind die Versuche nicht ohne weiteres deutbar, da zweifellos noch Reste des vorher benutzten Gases im Chabasit enthalten waren. Es wurden daher die Gase einzeln nacheinander geprüft, und so ergab

Tabelle 4.

Gas	Temperatur der Evakuation	Temperatur der Absorption	Absorbierte Menge in Volumen ccm	Vol.-%	Gewicht g	Gew.-%
Luft	100	20	71,9	1027	0,09	0,9
	200	20	64,7	924	0.08	0,8
	300	20	59.7	853	0,08	0,8
N	100	20	53,4	763	0,07	0,7
	200	20	62.0	886	0,08	0,8
	300	20	76.2	1089	0.10	1,0
H	100	20	81,1	1158	0,007	0,07
	200	20	80.1	1144	0,007	0,07
	300	20	40.5	579	0,004	0,04
CO_2	100	20	66,2	946	0,13	1,3
	200	20	45,3	647	0,08	0,8
	300	20	61,0	856	0,12	1,2

sich die Tabelle 4, in der auffallenderweise nur N die Abhängigkeit der absorbierten Gasmenge von der Evakuationstemperatur zeigt, wie man sie auch erwartet, indem nämlich mit der größeren Temperaturdifferenz die jedesmal bei 20° absorbierte Menge zunimmt. Die volumetrische Methode ist aber mit unvermeidlichen Fehlern verbunden, so daß eine Deutung dieser Versuche erst möglich ist, wenn nach einer einwandfreieren Art die Verhältnisse neu geprüft werden. — Die oben aufgeworfene Frage der Abhängigkeit der Absorption von der Evakuationstemperatur ist dahin zu beantworten, daß der Hauptanteil der Absorption an die Evakuation geknüpft ist. Die Gase können offenbar durch bloßes Evakuieren bei relativ niederen Temperaturen wieder entfernt werden; sie verhalten sich genau so wie das Zeolithwasser.

In der Tat bestätigte sich das, als die Versuche für Luft in ausgedehnter Weise durchgeführt wurden, deren Ergebnisse Tabelle 5 zeigt. Es zeigte sich, daß schon durch eine Entgasung bei 20° so viel herausgeholt wird, daß bei der darauffolgenden Absorption bei dieser Temperatur der Wert von 52 ccm erreicht wird. Die Evakuation bei 35° erhöht diesen Wert auf 57 ccm, von 50° an bis 300° bleibt der Wert einigermaßen konstant, da hier schon das Maximum der Absorption erreicht wird. Die Schwankungen der Zahlenwerte sind vielleicht auf Versuchsfehler zurückzuführen.

Tabelle 5.

Temperatur der		Absorbierte Menge in			
Evakuation	Absorption	Volumen ccm	Vol.-%	Gewicht g	Gew.-%
20	20	52,0	743	0,067	0,67
35	20	57,2	816	0,074	0,74
50	20	63,8	911	0,082	0,82
75	20	63,2	903	0,081	0,81
100	20	71,9	1027	0,094	0,94
200	20	64,7	924	0,083	0,83
300	20	59,7	853	0,077	0,77

Tabelle 6.

Gas	Temperatur der		Absorbierte Menge in			
	Evakuation	Absorption	Volumen ccm	Vol.-%	Gewicht g	Gew.-%
CO_2	300	100	22,5	321	0,044	0,44
	300	200	25,3	361	0,050	0,50
Luft	300	100	18,8	269	0,024	0,24
	300	200	18,3	261	0,024	0,24
N	300	100	22,9	127	0,029	0,29
	300	200	7,0	100	0,009	0,09
H	300	100	0	0	0	0
	300	200	7,2	103	0,0006	0,006

Die Abhängigkeit der Absorption von der Absorptionstemperatur bei konstanter Evakuationstemperatur war die nächste zu lösende Aufgabe. Es wurde in den Versuchen, deren Resultate in Tabelle 6 zusammengestellt wurden, die Chabasitmenge jedesmal bei 300° evakuiert, dabei auf 100° oder 200° abgekühlt und hierbei Gase zugelassen. Auch hier zeigte sich für Luft eine Konstanz. Der Unterschied der absorbierten Gasmengen bei verschiedenen Absorptionstemperaturen war für Luft und Kohlensäure praktisch gleich Null. Bei N nimmt die absorbierte Menge bei 200° von 22,9 ccm auf 7,0 ccm bei 100° ab. Bei H ist merkwürdigerweise das umgekehrte der Fall; eine Absorption bei 100° konnte nicht beobachtet werden, die Verschiebung der Wassersäule entsprach nur der Ausfüllung des toten Raumes; bei 200° ergaben sich 7 ccm als absorbierte Menge. — Bei Luft, N und CO_2 ergibt sich jedenfalls, daß ihr

Verhalten nicht prinzipiell verschieden ist von dem des Zeolithwassers. Wird z. B. aus Tabelle 6 der Wert 22,5 für CO_2 addiert zu dem Wert 41 der Tabelle 3, so ergibt sich die Zahl 63,5, die in naher Übereinstimmung ist mit der Zahl 63 der Tabelle 3 für die Absorptionstemperatur 20° des bei 300° evakuierten Chabasits. Für die anderen Werte ist die Übereinstimmung nicht so deutlich, vor allem nicht für H. Es wird also die bisherige Ansicht bestätigt, daß das Wasser im Chabasit durch Gase im Maße der Entwässerung ersetzt werden kann.

Tabelle 7.

Erhitzt bis °C	Gewicht des Chabasits g	Wasserverlust in Gewicht g	Wasserverlust in Gew.-%
60	10,60	0.07	0.66
120	10.47	0,20	1,87
180	10,11	0,56	5,20
250	9,74	0.93	8.72
380	8.95	1,72	16.12

Fig. 3

Fig. 4

Das wird noch besonders deutlich durch die folgenden Versuche. Es wurde neuer Chabasit von Rübendörfel genommen und dieser stufenweise entwässert bei 60°, 120°, 180°, 250°, 380°. Die Entwässerung fand in einem offenen Glasrohre statt und dauerte jedesmal etwa ½ Stunde. Die Resultate waren: Unentwässert wog der Chabasit 10,670 g; die Tabelle 7 wie die Entwässerungskurve in Fig. 3 zeigen den Wasserverlust in Gewichtsprozenten des

unentwässerten Chabasits an. Er steigt allmählich von a bis b an und erst von 120⁰ an wird er beträchtlich, von b an verläuft er fast linear innerhalb der untersuchten Temperaturgrenzen bis c. Nach Untersuchungen von FRIEDEL u. a. beträgt der Wassergehalt insgesamt nur 22,28 %.

Neben diesen Entwässerungsversuchen gingen einher die Absorptionsversuche bei den verschiedenen Entwässerungsgraden. Es wurde 4,630 g unentwässerter Chabasit verwendet. Der Absorptionsraum nach der bloßen Evakuation nahm 1 ccm Luft auf; das ist so wenig und noch innerhalb der Fehlergrenze gelegen, so daß der Schluß wohl berechtigt ist, daß unentwässerter Chabasit nichts absorbiert. Das im Chabasit gebundene Wasser wird also durch einfache Evakuation nur sehr langsam und in kurzer Zeit nur in ganz verschwindend geringem Maße ausgetrieben, so daß es bei dieser Versuchsanordnung überhaupt nicht festzustellen war. Die absorbierten Mengen des bei 60⁰ und 120⁰ entwässerten Chabasits waren von derselben Größenordnung wie die bei unentwässertem Chabasit. Deutliche Absorption trat vielmehr erst ein bei Chabasit, der bei 180⁰ entwässert worden war. Von nun an wurden die absorbierten Mengen mit steigender Entwässerungstemperatur größer. Die Verhältnisse zeigt deutlich die Kurve in Fig. 4, die fast linear verläuft von einer bestimmten Grenze b — 120⁰ — an und mit der Entwässerungskurve in Fig. 3 eine deutliche Analogie zeigt. In dem Intervall a b ist die Absorption praktisch Null, zwischen b und c jedoch nimmt sie mit dem Grade der Entwässerung stetig zu. Die Kurve in Fig. 4 gibt nur die Werte der Absorption von Luft, wo Evakuations- und Absorptionstemperatur 20⁰ waren. Der Chabasit wog nach der Entwässerung bei 380⁰ nur noch 3,760 g und absorbierte dann bei gleicher Evakuations- und Absorptionstemperatur 16,3 ccm = 0,021 g Luft, d. h. 0,43 %, oder, da sein Volumen rund 2,2 ccm — die geometrische Ausmessung ergab 2,25 ccm, das durch Berechnung gefundene Volumen war 2,1 ccm — betrug, etwa das 7,4 fache seines Volumens. Auch nach den früheren Resultaten absorbierte der Chabasit mit dem Volumen von 7 ccm das $\frac{52}{7}$ = 7,4 fache seines Volumens unter den gleichen Bedingungen. Aus der Kurve in Fig. 4 sieht man, daß der bei 180⁰ entwässerte Chabasit 6,8 ccm Luft, der bei 250⁰ entwässerte 11,3 ccm Luft und solcher bei 380⁰ entwässerter 16,3 ccm Luft absorbierte oder in Gewichten und Gewichtsprozenten ausgedrückt: 0,009 g = 0,19 %; 0,015 g = 0,33 %; 0,021 g = 0,43 %. Der in Gewichtsprozenten ausgedrückte Wasserverlust bei denselben Temperaturen beträgt nach Tabelle 7: 5,2 %; 8,72 %; 16,12 %. Das Verhältnis des Wasserverlustes zu der absorbierten Menge Luft ergibt dann für diese Entwässerungstemperaturen der Reihe nach die folgenden

Werte: $\frac{5,2}{0,19} = 27$; $\frac{8,72}{0,33} = 27$; $\frac{16,12}{0,43} = 38$. Auch hiernach scheint sich also zu ergeben, abgesehen von dem Werte 38, daß die Absorption von Luft proportional der entwichenen Wassermenge ist.

Auffallenderweise konnte bei allen oben beschriebenen Versuchen eine zu erwartende Erwärmung infolge adiabatischer Kompression der absorbierten Gase nicht beobachtet werden. Diese Wärme sollte beträchtlich sein, da das Gas doch auf $\frac{1}{4}$ seines Volums zusammengepreßt wird. Die Versuchsanordnung war wohl nicht empfindlich genug, eine Temperaturänderung hier festzustellen.

Greifswald, Mineralogisches Institut, Januar 1921.

Einige Bemerkungen über die Triasablagerungen der Insel Russkij bei Wladiwostok.

Von Dr. **Adalbert Liebus.**

(Aus dem Geolog.-paläontol. Institut der deutschen Universität Prag.)

Mit 1 Kartenskizze.

Geologische und paläontologische Angaben über die Insel Russkij südlich von Wladiwostok finden sich in der neueren Literatur bei Diener: Triadische Cephalopodenfauna der ostsibirischen Küstenprovinz (Mém. de la Com. géol. de St. Pétersbourg. Vol. XIV. No. 3) und bei Paul v. Wittenburg (N. Jahrb. f. Min. etc. 1909. I. Bd. u. 27. Beil.-Bd.). Beide Autoren stimmen darin überein, daß sie Triasablagerungen der Hauptsache nach nur von der Ostbezw. Südostküste der Insel besprechen, Wittenburg aus eigener Anschauung, Diener nach Angaben von Iwanow. An der Westküste gibt Wittenburg nur von der Nordwestecke Triasvorkommnisse an. Nach dem Weltkriege gab mir ein etwa dreiwöchentlicher Aufenthalt auf der Insel als Bürger der tschechoslowakischen Republik vor meinem Heimtransport aus der russischen Kriegsgefangenschaft Gelegenheit, vom Konzentrationslager aus einige Streifzüge durch die Insel zu unternehmen. Eine Stelle an der Westküste der großen Insel, die, wie es auch Wittenburg's Karte zeigt, der Hauptmasse nach aus Granit besteht, dort wo die Woewodenbucht tief in die Insel hineinragt, fällt auf durch die stellenweise dunkelspangrüne Färbung eines steil aufragenden Felsens. Das Gestein, ein dickbankiger Sandstein, der hier zur Straßenschotterung gebrochen wird, ist dort längs der Straße, die zur amerikanischen Radiostation führt, gut aufgeschlossen. Der hier an der Straße etwa 20—25 m hohe Felsen findet, wie ich mich selbst überzeugen

konnte, seine Fortsetzung in der steilen Anhöhe südöstlich der Woewodenbucht. Eine nähere Untersuchung dieses Vorkommens war für mich aber nicht möglich, da sich auf der Anhöhe eine russische Befestigung befindet, die trotz der damaligen politischen



Westhälfte der Insel Russkij bei Wladiwostok.
R.St. = amerikanische Radiostation. * Fundort der Triasfossilien.

Verhältnisse (die Japaner hatten kurz zuvor, anfangs April 1920, die Stadt Wladiwostok und die Insel Russkij besetzt) in den Händen der Russen war, die den Zutritt verwehrten.

Die folgenden Beobachtungen beziehen sich also nur auf das eine Vorkommen an der Nordostecke der Woewodenbucht.

Die Sandsteine liegen hier an der Küste fast horizontal, etwas weiter gegen Ost ist ein schwaches Einfallen gegen N oder NNW vorhanden (soweit es sich mit einem allerprimitivsten Kompaß hat

nachweisen lassen). Dieses Auftreten von dickbankigen geschichteten Gesteinen ist hier im Westen ganz isoliert, denn von da gegen Osten kann man an der Straße deutlich anstehenden Granit nachweisen, der von hier aus das herrschende Gestein der Insel ist. Eine direkte Auflagerung der Sandsteine auf den Granit ist nicht sichtbar. Zwischen der am weitesten östlich nachgewiesenen anstehenden Sandsteinpartie und dem Granit befindet sich eine breite verrollte Stelle im Gehänge. Ein dort in die Lehne getriebener Graben förderte nur Bruchstücke von beiden Gesteinen und abgerollte Granitstückchen zutage, die vielleicht darauf hindeuten, daß an der Basis der Sandsteine eine Art Basalkonglomerat auftritt. Dafür würde auch der Umstand sprechen, daß an verschiedenen Stellen in dem Straßenschottermaterial, das zweifellos von hier stammte, Konglomerate aus vorwiegendem Granitgerölle gefunden wurden. In der Karte, die Wittenburg von der Insel entwirft, ist an dieser Stelle Jura eingezeichnet. Es ist kein Zweifel, daß dieses grüne bis grünlich-graue Gestein keinesfalls mit den jurassischen Gesteinen im Norden der Insel identisch sein kann, die ich ebenfalls aus eigener Anschauung kenne und die hell- bis dunkelgraue Sandsteine und Schiefer sind, die verkohlte Pflanzenreste enthalten, ganz abgesehen davon, daß hier deutliche Ammoniten mit sehr primitiven Lobenlinien vorkommen. Einige Sandsteinlagen zeigten am Querbruche massenhafte Lamellibranchiatenreste, jeder Versuch aber, die Blöcke zu spalten, läßt diese Fossilien zu braunem Staub zerfallen, so daß an eine Bestimmung nicht gedacht werden konnte. Nur einige Steinkerne ließen Myophorien erkennen. Die Konsistenz des Gesteins war ungleich, bald waren die Bänke feinsandig locker, bald aber wieder hart, fast quarzitisch.

Die Ammonitenreste lassen, was den Erhaltungszustand anbelangt, viel zu wünschen übrig. Es sind fast ausnahmslos Steinkerne, nur an zwei Exemplaren konnten ganz geringe Schalenreste nachgewiesen werden. Herr Farkas, der nach meiner Abfahrt (25. April 1920) das Aufsammeln der Naturobjekte der Insel fortsetzte und dem ich auch einen Teil der Fossilien verdanke, hatte wegen Mangels an den nötigen Werkzeugen auch nur verhältnismäßig schlecht erhaltene Exemplare zu meiner ursprünglichen Aufsammlung hinzufügen können. Nur an den Exemplaren, die während der Formatisierung der einzelnen Stücke herauspräpariert wurden, konnte die Lobenlinie einwandfrei bestimmt werden. Sonst ist sie besonders in dem Auxiliarteil sehr schlecht erhalten. Gut erhalten waren nur die wenigen *Pseudomonotis*, die gleichfalls während des Präparierens zum Vorschein kamen. Trotzdem glaube ich dieses Vorkommnis erwähnen zu müssen, einmal, da an dieser Stelle Triasablagerungen noch nicht bekannt sind und auch deswegen, weil die Faunenliste eine Ergänzung der bisher von Diener und Wittenburg bekanntgegebenen darstellt.

Bei den hier folgenden Fossilien habe ich mich an die Gattungsnamen bei WAAGEN und DIENER gehalten und die weitgehenden Restringierungen bei FRECH nicht in Anwendung gebracht (Lethaea palaeozoica. II. p. 630 ff. und Lethaea geognostica. II. Teil. 1 Atlas, Vorbemerkungen zu Taf. 22—28).

Meekoceras planulatum KONINCK.

Ein Exemplar, stark involut, so daß bei einem Durchmesser von 55 mm die Nabelweite 10 mm beträgt. Die Wohnkammer bildet nicht ganz die Hälfte des letzten Umganges, Andeutungen von Schalenverzierungen sind nicht vorhanden. Externteil deutlich gekantet. Die Lobenlinie zeigt die eine Hälfte des Externlobus, der durch einen hier nicht vollständig erhaltenen Medianhöcker geteilt ist, Externsattel und 1. Lateralsattel fast gleich hoch, nur an einigen Stellen ragt der letztere etwas höher empor. Zähnchen im Grunde der Loben nur sehr spärlich sichtbar (hängt sicher mit dem Erhaltungszustand zusammen). 2. Lateralsattel breit, seine Externflanke steiler als die gegen den Nabel gekehrte, die in einen seichten Hilfslobus überzugehen scheint. Der 1. Lateralsattel zeigt stellenweise die Tendenz, oben spitzbogig zu werden. Der enge Nabel und die Dimensionen des Gehäuses stimmen mit dem Exemplar KONINCK's (Salt range foss.) überein, während die Lobenlinie, die WAAGEN bei KONINCK nicht für die typische ansieht, Anklänge an *Gyronites frequens* zeigt, bei dem der Nabel viel weiter angegeben wird, obwohl scheinbar auch engnabelige Formen von WAAGEN zu dieser Art gezogen wurden (wie Taf. XL Fig. 4).

Koninckites gigas WAAGEN.

Durchmesser	142	mm
Nabelweite	46	„
Höhe der letzten Windung über dem Nabel	52	„

Ein einziges ziemlich stark korrodiertes Exemplar, soweit man sehen kann, durchaus gekammert. Externseite gerundet. Das Stück ist verkalkt, infolgedessen ist die Lobenlinie, wo sie durch die oberflächliche Verwitterung nicht gelitten hat, gut zu verfolgen. Der einzige Unterschied dem Stücke WAAGEN's (Salt range foss. 1895) gegenüber ist die Ausbildung einer Nabelkante, die dem Stücke WAAGEN's fehlt. Der 1. Hilfssattel ist knapp an der Nabelkante, so daß der 2. Hilfslobus bereits dem abgeschrägten Teile angehört; weiter ist die Lobenlinie nicht zu verfolgen, es ist auch nicht möglich, sie weiter freizupräparieren, ohne das Stück zu beschädigen.

Zu dieser Art gehört auch ein Negativ, an dem die Lobenlinie, wenn auch nur teilweise, gut ausgeprägt ist.

Meecoceras (Kingites) Varaha Dien.

Durchmesser	61 mm
Höhe der letzten Windung von der Naht	31 "
Dicke der letzten Windung	10 "
Nabelweite	10 "

Ein stark korrodiertes Exemplar durchaus gekammert, stark involut, hochmündig. Die Externseite zeigt die Abflachung sehr undeutlich. Die Lobenlinie läßt deutlich einen breiten Externlobus erkennen, der durch einen niedrigen Medianhöcker geteilt ist, einen tiefen 1. Laterallobus und einen halb so tiefen 2. Laterallobus. Dementsprechend ist der 1. Lateralsattel ungleichseitig, gegen die Nabelseite nur halb so hoch als gegen die Externseite hin. Der 2. Lateralsattel etwa nur die Hälfte des ersten. Die Lobenlinie macht von hier an bis etwa zur Nabelkante eine sanfte Biegung nach aufwärts und bei der Erreichung der Nabelkante wieder nach abwärts, so daß der Teil bis zur Nabelkante als ein flacher Auxiliarlobus angesehen werden könnte wie bei *Meecoceras Hedenströmi* Mojs. (Arkt. Triasfaun. 1886). Weder hier noch bei den übrigen Loben ist eine Zähnelung deutlich nachweisbar. Große Ähnlichkeiten bestehen mit *M. Kaiserlingi* Mojs. (Arkt. Triasf. 1886) und *M. sibiricum* Mojs. Außer diesem halbwegs gut erhaltenen Stück dürften mehrere Bruchstücke hierherzustellen sein.

Gyronites frequens Waag.

Einige verkalkte Bruchstücke, die deshalb die Lobenlinie bis in die Einzelheiten erhalten zeigen und außerdem einige sehr stark korrodierte Exemplare, bei denen der Erhaltungszustand die Zugehörigkeit nicht einwandfrei erkennen läßt. Es handelt sich hier um ziemlich evolute Formen, deren Externseite etwas abgeflacht ist. Die Lobenlinie zeigt insofern eine Abweichung, als der 2. Lateralsattel etwas breiter ist als bei Waagen (Salt range foss. Taf. XXXVII Fig. 3 b) und der weitere Verlauf der Lobenlinie wie bei *Meecoceras Varaha* Dien. sich aufwärts wendet, so daß auch hier eine Art seichter Hilfslobus entsteht, wie es übrigens auch die in die Figur (Taf. XXXVII Fig. 1) eingezeichnete Lobenlinie erkennen läßt. Die Zähnelung ist nur beim 1. Laterallobus deutlich sichtbar.

Ophiceras Sakuntala Diener.

Ein Steinkern des ganzen Gehäuses, dessen Wohnkammer etwa die Hälfte des letzten Umganges beträgt, hat an den sonst glatten Flanken nur spärliche Andeutungen von schwachen sichelförmigen Rippen. Die Externseite ist stumpfkantig abgeflacht, wie bei der von Frech von der typischen Form abgetrennten var. *evoluta*, ohne aber wie diese evolut zu sein. Die Nabelkante ist nicht ausgesprochen steil, sondern mehr gerundet. Die Maße stimmen mit den typischen Formen Diener's überein:

		Diener (Pal. Ind 1897)
Durchmesser	70 mm	69 mm
Höhe der Schlußwindung über der Naht	32 „	30 „
Dicke der Schlußwindung	14 „	15.5 „
Nabelweite	20 „	21 „

Ambites discus Waag.

Ein Steinkern, dessen Wohnkammer nicht ganz die Hälfte des letzten Umganges ausmacht. Der Nabel deutlich mit einer steilen Kante versehen. Die Rippen beginnen in einer gewissen Entfernung von der Nabelkante, gehen schief gegen die Flankenmitte, erreichen dort ihre größte Stärke, worauf sie nach vorn sichelförmig umbiegen und am Externrand als schwache Wülste nachweisbar sind, so daß eine Berippung resultiert wie bei *Meekoceras* sp. ind. ex aff. *M. boreali* Diener (Mém. du com. géol. XIV, 3. Taf. 1 Fig. 5 a). Zwei von den Rippenwülsten zeigen in der Mitte eine schwache Furche, als ob sie geteilt wären. Der Externrand hat eine kleine Anomalie, die darin besteht, daß die Abflachung nur nach der einen Seite entwickelt ist. Die Lobenlinie weist gar keine Zähnchen in den Loben auf; ob das vom Erhaltungszustande allein abhängt, ist bei diesem einzigen Stück schwer nachzuweisen, es scheint aber das Fehlen der Zähnelung hier ursprünglich zu sein, da das ganz ähnlich erhaltene Exemplar von *Ophiceras Sakuntala* die Zähnchen deutlich ausgeprägt hat. Jedenfalls stimmt die Lobenlinie der vorliegenden Form mit der von Frech (Lethaea geogn. II, 1. Taf. 13 Fig. 4 c) angegebenen nicht überein, sowie auch letztere wenig Ähnlichkeiten mit der bei Waagen (Pal. Ind. Ser. XIII. V. II. Pl. XXI fig. 5 c) angeführten aufweist.

Durchmesser	53 mm
Höhe der letzten Windung von der Naht .	22 „
Höhe der letzten Windung von der vorhergehenden Windung	14 „
Dicke der letzten Windung	12 „
Nabelweite	16 „

Clypites Kingianus Waagen.

Das Gehäuse ist stark involut, der Nabel punktförmig, die Externseite abgeflacht, stumpf gekantet. Parallel der Gehäusemündung verlaufen feine starkgeschwungene Streifen gegen den Nabel. Es scheint ein Steinkern des vollständigen Gehäuses vorzuliegen, aber es war nicht möglich, auch nur Andeutungen einer Lobenlinie herauszubekommen.

Durchmesser	39 mm
Höhe des letzten Umganges von der Naht	21 „
Breite des Externteiles	3 „

Ophiceras cf. *Sakuntala* Dien.

Zwei Bruchstücke, von denen das eine, gekammerte, die Lobenlinie deutlich entwickelt hat. Der einzige Unterschied gegenüber den indischen Stücken Diener's ist die etwas größere Höhe des Medianhöckers im Externsattel und die etwas größere Breite des 2. Lateralsattels, wodurch eine gewisse Ähnlichkeit mit der Lobenlinie von *Ophiceras tibeticum* Griesb. und *ptychodes* Dien. entsteht. Die Zähnelung ist nur beim 1. Laterallobus deutlich sichtbar.

Das zweite Stück, das vielleicht hierher gehört, ist ungekammert, hat aber deutlich die sichelförmigen Rippen entwickelt, die sich als schwache, aber doch deutliche Wülste auf die Externseite fortsetzen, wie bei *O. ptychodes* Dien. Maße des zweiten Bruchstückes:

Durchmesser	72	mm
Höhe der letzten Windung von der Naht .	28	„
Höhe der letzten Windung von der vorhergehenden	19,5	„
Dicke der letzten Windung	12	„
Breite der Externseite	5	„
Nabelweite . . . . ca.	20	„

Beide Bruchstücke haben die Externseite nicht ausgesprochen gerundet, sondern mehr abgeflacht wie etwa *O. platyspira* Dien. (Pal. Ind. 1897).

Pseudomonotis multiformis Bittn.

Von dieser Form sind beim Präparieren vier Exemplare zum Vorschein gekommen, die ausnahmslos sehr klein sind. Die größte erreicht eine Höhe von 7 mm. An allen Exemplaren waren besonders im jüngeren breiteren Schalenteil die Rippen gut ausgeprägt, hingegen die Anwachsstreifen sehr fein ausgebildet. Die beobachteten Stücke lassen alle nur die hochgewölbte, linke Klappe erkennen.

Pecten discites Schloth. var. *microtis* Bittn.

Ein einziger kleiner ca. 15 mm hoher Steinkern mit spärlichen Schalenresten und mit wohlerhaltenen sehr kleinen Byssusohren.

Außer diesen hier angeführten Formen wären noch einige Ammonitenreste zu erwähnen, deren Erhaltungszustand über ihre Zugehörigkeit nichts Sicheres aussagen läßt. Das eine Stück wäre vielleicht in die Nähe von *Danubites planidorsatum* Dien., ein anderes in die Nähe von *D. Purusha* Dien. zu stellen, während ich für ein drittes kein Analogon in der Literatur finde. Das Gehäuse ist äußerst flach, so daß eine ganz scharfe Externseite resultiert, wie bei *Vishnuites Pralambha* Dien., dessen Lobenlinie aber keine Ähnlichkeit mit der vorliegenden Form zeigt, die außerdem auf den älteren Umgängen eine schwache radiale Berippung aufweist, die an einer Stelle des letzten Umganges in Form von einigen flachen radialen Wülsten hervortritt.

Ein Plesiosaurierrest aus dem untersten Lias Württembergs.

Von **Friedrich v. Huene** in Tübingen.

Mit 2 Textfiguren.

Vor etwa 7 Jahren fand Prof. Pompeckj bei Pfrondorf, unweit Tübingen, in den rauhen dunklen Kalkplatten des Psilonotenkalkes, die dort auf dem mächtigen zu Pflastersteinen gebrochenen quarzitischen Silbersandstein des Rhät unmittelbar aufliegen, einen plattenförmigen Knochen, der der Universitätssammlung in Tübingen einverleibt wurde (Inv.-No. 18771). Da die Ammonitengattung *Psiloceras* in diesen dunklen Kalkplatten gefunden ist, herrscht über den Horizont kein Zweifel. Zweischalerquerschnitte sind auch in dem Gestein zu sehen, auf dem der Knochen liegt.

Den Knochen halte ich für das linke Ischium eines Plesiosauriden. Er hat die typische beilförmige Gestalt. Der breite Teil ist eine ziemlich dünne Platte mit langem geradem Symphysenrand. Lateralwärts verschmälert sich die Platte zu einem stielartigen Hals, der am acetabularen Ende wesentlich verdickt ist. Der hintere Rand der Platte ist z. T. weggebrochen. Ebenso ist am acetabularen Teil die Kontaktfläche mit Ilium und Pubis nicht mehr völlig erhalten, sondern, wie es scheint, bei der Präparation aufgemeißelt. Der Knochen läßt sich vom Gestein abheben, so daß der scharfe Abdruck der ventralen Fläche und diese selbst sichtbar wird. Die ventrale Kante des Symphysenrandes sowie ein kleiner Teil der vorderen Kontur des Ischium-Halses dicht am dicken Lateralende sind in der Gesteinsplatte zurückgeblieben; man muß diese also bei der Beurteilung mit berücksichtigen. Die dorsale Fläche (Innenfläche) ist sehr schwach konkav. Die Verdickung des Ischium-Halses ist ventral bedeutender als dorsal. Aus dem lateralen Teil der hinteren Halskontur muß man auf eine merkliche Verlängerung des fehlenden Teils der Platte nach rückwärts schließen, desgleichen auf ein breites hinteres Ende (vergleichbar dem des *Thaumatosaurus victor* E. Fraas).

Zunächst gebe ich einige Maße:

Vom äußersten Teil des Ischium-Halses zum Vorderende des Symphysenrandes 16 cm.

Größte Breite des acetabularen Endes in sagittaler Richtung 7 cm.

Engste Stelle des Ischium-Halses in gleicher Richtung 4,5 cm.

Größte erhaltene Länge der Platte in gleicher Richtung 15 cm. (Mutmaßliche ursprüngliche Länge ca. 20 cm.)

In transversaler Richtung gemessene Breite des Fensters zwischen Ischium und Pubis 9 cm.

Verwachsungsbreite von Ischium und Pubis neben der medianen Symphyse 2,8 cm.
(Vermutliche transversale Breite des Hinterendes der Platte ca. 6 cm.)
Dicke der Platte 1—1,5 cm.
Der Ischium-Hals schwillt bis zu 3 cm Dicke an.



Fig. 1. Linkes Ischium von cf. *Thaumatosaurus megacephalus* Stutchbury aus dem Psilonotenkalk der Rhätsandsteinbrüche bei Pfrondorf bei Tübingen in ⅓ natürl. Größe. a) dorsale Ansicht, b) von vorn, c) von hinten, d) ventrale Ansicht mit Nagespuren.

Der Hals des Ischiums besitzt vorn und hinten je eine Kante. Die dazwischenliegende dorsale Fläche ist nach vorne schräg abwärts geneigt. Der Vorderrand der Platte am Ischiopubis-Fenster ist dünn und schneidend. Ventral ganz vorne und nahe neben dem Symphysenrand befindet sich eine 2½ cm durchmessende flache Grube. Der Bruchrand am Hinterende zeigt noch bis zu 12 mm Dicke an seinem lateralen und 8 an seinem medialen Ende. Der acetabulare Teil könnte etwas zusammengedrückt sein. Es scheint eine tief konkave ventral gerichtete Gelenkpfanne sich dort befunden zu haben. Der ventrale und hintere Rand derselben scheint mir etwas gegen die Höhlung gepreßt zu sein. An der Pubis-Kontaktfläche scheint am meisten zu fehlen.

Das beschriebene Ischium erweist sich sofort als in den Formenkreis der weiter gefaßten Gattung *Plesiosaurus* gehörig. Die größte Übereinstimmung besteht mit der Gattung *Thaumatosaurus* H. v. Meyer, also großköpfigen und kurzwirbeligen Plesiosauriern. Th. Brandes beschrieb [1] aus den Psilonoten-Schichten von Halberstadt einen *Thaumatosaurus* aff. *megacephalus* Stutchbury, dessen Becken er p. 51, Fig. 5 in ventraler Ansicht abbildete. Das Ischium stimmt weitgehend mit dem mir vorliegenden überein. Auch die angegebenen Maße sind die gleichen. Vergleicht man die beiden schwäbischen Arten aus dem oberen Lias von Holzmaden (denn bei den anderen Arten ist das Ischium nicht erhalten), *Thaumatosaurus victor* E. Fraas und *Plesiosaurus Guilelmi imperatoris* Dames, so ähnelt ersterer durch Länge der Symphyse und Breite des Hinterendes dem Pfrondorfer Fund aus dem untersten Lias wesentlich mehr als letzterer, der sich durch große Kürze der Symphyse u. a. auszeichnet [2]. Damit ist es aber noch nicht sicher, daß der neue Fund zu der Art *Thaumatosaurus megacephalus* St. gehört, denn man kennt z. B. aus dem englischen unteren Lias eine Anzahl z. T. sehr nah verwandte Arten und zu sicherer Artbestimmung dürfte ein Ischium doch kaum genügen. Zu vergleichen wäre namentlich *Th. arcuatus* Owen. Es kommt hinzu, daß Watson von *Microcleidus homalospondylus* Owen aus dem oberen englischen Lias zwei ganz verschieden aussehende Becken beschreibt und abbildet [3], die er auf Geschlechtsunterschiede zurückführt: das eine Ischium hat langen Symphysenrand und engeren Hals, das andere kürzere Symphyse und breiten Hals. Wenn diese beiden Skelette wirklich der gleichen Spezies angehören, so muß dies in der Deutung unseres

---

[1] Nachrichten K. Gesellsch. Wiss. Göttingen. Math.-phys. Kl. 1912 (p. 5) u. Palaeontogr. **61**. 1914. p. 41 ff.

[2] cf. E. Fraas, Palaeontogr. **57**. 1910. p. 118 u. 136.

[3] D. M. S. Watson: Preliminary note on two new genera of upper liassic Plesiosaurs. Mem. and Proc. Manchester Lit. and Phil. Soc. **54**, 1. 1909. No. 4. p. 9 u. 11.

Ischiums sehr vorsichtig machen. An unterliassischen Arten kommen außer den schon genannten nach Lydekker's kritischer Sichtung und Ausmerzung von synonymen Benennungen noch folgende in Betracht: *Erethmosaurus rugosus* Owen, *Plesiosaurus dolichodeirus* Conybeare, *Pl. eleutheraxon* Seeley, *Pl. Hawkinsi* Owen, *Pl. macrocephalus* Owen, *Pl. Conybeari* Sollas, *Pl. rostratus* Owen[1]. Bei *Erethmosaurus rugosus* ist das Ischium viel länger und beide Längsränder sind fast parallel, bei *Plesiosaurus dolichodeirus* und *rostratus* ist es bedeutend kürzer, bei *Pl. Conybeari* ist der Ischiumhals in spitzem Winkel nach vorne gezogen und der Symphysenrand kürzer, in *Pl. Hawkinsi* und *macrocephalus* hat das Ischium eine größere Ähnlichkeit mit dem hier beschriebenen. Für spezifische Identität mit den letzteren kann weder der Beweis noch der Gegenbeweis angetreten werden, obwohl Differenzen vorhanden zu sein scheinen.

Aus allem geht hervor, daß die Wahrscheinlichkeit für *Thaumatosaurus megacephalus* Stutchbury spricht.

Sieht man sich nach anderen schwäbischen Plesiosaurierfunden aus Rhät und Lias um, so findet man nur eine kleine Zahl, namentlich im Vergleich mit den englischen. Außerdem sind Plesiosaurier in Württemberg stets selten. Es sind folgende:

Rhät-bonebed	*Termatosaurus Albertii* Qu. Zähne.
	— *crocodilinus* Qu. Zähne.
	Erethmosaurus rugosus Owen (fide Engel). Wirbel.
Arietenkalk	*Plesiosaurus robustus* Dames. Wirbel u. Extremitätenreste.
	— cf. *dolichodeirus* Conyb. Humerus.
	— sp. (Humerus).
	— *nothosauroides* Dames. Wirbel.
Posidonienschiefer	*Plesiosaurus Guilelmi imperatoris* Dames. Skelett.
	— *suevicus* Qu. Wirbel.
	— *posidoniae* Qu. Extremitätenrest.
	Thaumatosaurus victor E. Fraas. Skelett.

Es sind also aus dem allertiefsten Lias noch keine Plesiosaurier in Württemberg bekannt. Alle Liasvorkommen von Plesiosauriern finden sich in mehr oder weniger bituminösen Schichten. In erster Linie sind es die Ölschiefer des Lias ε, aber auch die tiefdunklen Kalke der Psilonotenzone und des Arietenkalkes sind durch organische Substanz gefärbt, es war noch flaches Wasser, wenn es auch mit dem offenen Weltmeer in Zusammenhang stand.

[1] Catalogue of the fossil reptilia and amphibia in the British Museum. II. 1889.

Das Ischium aus dem Psilonotenkalk läßt noch eine interessante Beobachtung machen, die zugleich erklärt, weshalb der Knochen so isoliert gefunden ist. An der ventralen Fläche sieht man die Spuren von 8 oder 9 spitzen Zähnen als scharfe kurze Rinnen, die in spitzem Winkel zu den Knochenfasern in die Oberfläche eingefurcht sind (Fig. 2). Es hat also ein Hai, ein Ichthyosaurier oder gar ein Plesiosaurier an dem Kadaver genagt. Man kann sogar erkennen, daß das Raubtier wenigstens zweimal zugeschnappt hat, denn 4 der Furchen sind tief und genau gleich stark und lang, und die 4 (oder 5) anderen sind viel weniger tief eingegraben, aber auch unter sich genau gleich. Das Gestein zeigt den scharfen Abdruck dieser Freßspuren.

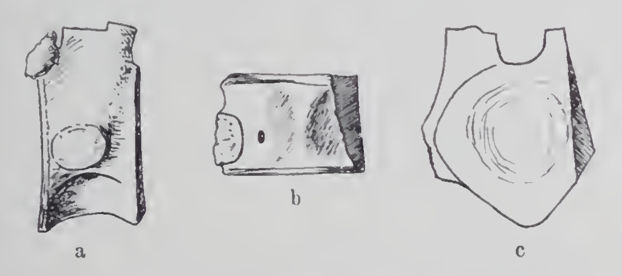


Fig. 2. Halswirbel von cf. *Thaumatosaurus megacephalus* STUTCHBURY aus dem Psilonotenkalk der Waldhäuserhöhe bei Tübingen in $\frac{1}{3}$ natürl. Größe. a) von links, b) von unten, c) von vorn.

Ein ganz neuerdings gefundener Wirbel aus dem untersten Psilonotenkalk der Waldhäuser Höhe bei Tübingen hat sich als ebenfalls *Thaumatosaurus megacephalus* STUTCHBURY sehr nahestehend bestimmen lassen. Er gehört also wohl der gleichen Spezies an wie das Ischium. Es ist ein nicht sehr schön erhaltener hinterer Halswirbel, der in bezug auf Rippenansatz etwa dem 19. von *Peloneustes philarchus* aus dem englischen Oxford-Ton entspricht. Er stimmt weitgehend mit dem von BRANDES l. c. 1912, p. 3, Fig. 1 und l. c. 1914, p. 46, Fig. 2 beschriebenen und abgebildeten. Die geringe Differenz ist auf seine etwas weiter vorne in der Wirbelsäule befindliche Stelle zurückzuführen. Höhe des Wirbelkörpers an der vorderen Gelenkfläche 6, Breite ebendort (Hälfte gemessen) 6,5, Länge 4 cm. Hierzu Fig. 3—5 (3 von vorn, 4 von rechts, 5 von unten in $\frac{1}{3}$ natürl. Größe).

Tübingen, den 5. Nov. 1920.

Bemerkungen zur Bestimmung numerischer Aperturen an Dünnschliffen zu diagnostischen Zwecken.

Von **S. Reinheimer** in Gießen.

Mit 2 Textfiguren.

Unter der „numerischen Apertur" eines optisch zweiachsigen Minerals versteht man bekanntlich den für die mikroskopische Mineraldiagnose so wichtigen[1] Begriff $\beta . \sin V$, worin β den mittleren Lichtbrechungsindex und V die Hälfte des Winkels der optischen Achsen des betreffenden Minerals bedeutet. Von einem im Dünnschliff zu bestimmenden Mineral sind die Werte für β und V im allgemeinen weder bekannt noch in einfacher Weise zu ermitteln. Eher dagegen ist das Produkt $\beta . \sin V$ der Messung zugänglich. Für rein diagnostische Zwecke wird man sich dabei nur ungern der zwar genauen, aber etwas umständlichen Verfahren mittels der Zeichenmethode oder des Fedorow'schen Theodolitmikroskops bedienen und lieber zu einer Skala greifen, die bei subjektiver Beobachtung eine rasche Auswertung der Interferenzbilder gestattet. Indes sind auch hierbei die Verhältnisse nicht ganz so einfach. Je nach der Schnittlage sind folgende vier Fälle zu unterscheiden:

1. Die Bisektrix tritt senkrecht aus.
2. Ebene der optischen Achsen und Schliffebene stehen wie bei 1. aufeinander senkrecht, aber die Bisektrix steht schief zur Schliffnormale.
3. Die Schliffebene steht schief zur Ebene der optischen Achsen, aber diese treten unter gleichen Winkeln zur Schliffnormale aus.
4. Die Schliffebene ist wie bei 3. zur Ebene der optischen Achsen geneigt, und diese treten durchaus unsymmetrisch aus.

Nur im Fall 1 führt eine einfache Skala sofort zum Ziel; denn der durch sie gemessene, hier für beide optischen Achsen gleich große Zentralabstand entspricht einem durch vorangegangene Eichung (mittels Wülfing'scher Glimmerapertometer) der Skala ein für allemal festgelegten Aperturwert, der genau gleich $\beta . \sin V$ sein muß.

Auch im Fall 2 genügt eine einfache Skala, doch stellt die halbe Summe (oder Differenz) der jetzt für beide Achsen verschiedenen Zentralabstände in Apertur ausgedrückt nicht etwa die Größe $\beta . \sin V$ dar. Um Verwechslungen zu vermeiden, wollen wir im folgenden unter „der numerischen Apertur" eines optisch zweiachsigen Minerals den von der zufälligen Schnittlage unabhängigen

[1] E. A. Wülfing, Numerische Apertur und Winkel der optischen Achsen. Sitz.-Ber. d. Heidelb. Akad. d. Wiss. Math.-nat. Kl. Abt. A. 5. Abh. 1919.

Ausdruck $\beta . \sin V$ verstehen, wogegen „Apertur“ schlechthin den mit der Schnittlage veränderlichen Wert $U_x = \beta . \sin V_x$ bedeuten soll, worin V_x der zufällige Winkel einer optischen Achse gegen die Schliffnormale ist. Bezeichnen wir ferner — immer nur für die Fälle unter 2. — die beobachteten Aperturen zweier optischen Achsen mit U_1 und U_2, den Winkel zwischen Schliffnormale und Bisektrix mit x und fassen letzteren als unabhängige Variable auf, so können wir $\frac{U_1 + U_2}{2}$ als Funktion von x ausdrücken:

$$1) \qquad y = \frac{U_1 + U_2}{2} = \frac{\beta}{2} [\sin (V - x) + \sin (V + x)].$$

Für $x = 0$ erreicht y seine maximale Größe von $\beta . \sin V$, während beiläufig der von den in Luft austretenden optischen Achsen eingeschlossene Winkel hier am kleinsten, nämlich gleich $2E$ ist. Für $x = V$ wird $y = \frac{\beta}{2} . \sin (2V)$. Weiterhin wird U_1 wie $\sin (V - x)$ negativ, und y entfernt sich immer weiter von $\beta . \sin V$. Über die Höhe des Unterschiedes $\beta . \sin V - \frac{U_1 + U_2}{2}$ an einer Reihe von Beispielen gibt Kolonne 11 der folgenden Tabelle Aufschluß.

Um nun aus den Beobachtungswerten U_1 und U_2 die wirkliche Größe von $\beta . \sin V$ abzuleiten, müßte β bekannt sein; ja, man könnte dann den Achsenwinkel selber erhalten, weil gilt:

$$2) \qquad \arcsin \frac{U_1}{\beta} + \arcsin \frac{U_2}{\beta} = 2V.$$

β ist nun nicht bekannt, läßt sich aber für Mineralien mit $\beta < 1{,}8$ mit einer Unsicherheit $< \pm 0{,}1$ schätzen. Der so erhaltene, roh angenäherte Wert sei β', und der damit aus den beobachteten U_1 und U_2 nach der Gleichung 2 errechnete halbe Achsenwinkel sei V'. Letzterem haftet, wie ein Vergleich der Kolonnen 2 und 15 unserer Tabelle zeigt, eine erhebliche Ungenauigkeit an.

Bildet man aber das Produkt $\beta' . \sin V'$, so wird der schädliche Einfluß des fehlerhaften β' z. T. aufgehoben. Kolonne 17 der Tabelle zeigt den Vorteil des Arbeitens mit dem Produkt $\beta' . \sin V'$. Bildet man die Differenzen $\sin V - \sin V'$, so zeigt sich zwar, daß einige von ihnen etwas kleiner sind als die entsprechenden Unterschiede $\beta . \sin V - \beta' . \sin V'$, prozentual gegenüber den $\sin V$-Werten sind erstere aber dennoch größer als letztere gegenüber den größeren $\beta . \sin V$-Werten.

Das immer aus einem geschätzten β' und den beobachteten U_1 und U_2 ableitbare Produkt $\beta' . \sin V'$ zeigt größere Unterschiede gegenüber $\beta . \sin V$ nur bei großer Schiefe der Bisektrix gegen die Schliffnormale und bei entsprechend großem Austrittswinkel einer der optischen Achsen. Bei fehlender Kenntnis von β wird man demnach Fälle, in denen Aperturen $> 1{,}45$ beobachtet werden, nur

1 Mineral	2 2 V	3 β	4 $\beta . \sin V$	5 $\sphericalangle$ X der Bisektrix gegen die Schliff-normale	6 V − X ±	7 V + X +	8 U_1 ±
Aragonit	18° 11′	1,6816	0,2657	0° 0′	+ 9° 5,5′	9° 5,5′	+ 0,2657
"	"	"	"	9° 5,5′	± 0° 0′	18° 11′	± 0,0000
"	"	"	"	30°	−20° 54,5′	39° 5,5′	− 0,6001
"	"	"	"	50°	−40° 54,5′	59° 5,5′	− 1,1012
Anhydrid	43° 37′	1,5755	0,5853	0° 0′	+21° 48,5′	21° 48,5′	+ 0.5853
"	"	"	"	10°	+11° 48,5′	31° 48,5′	+ 0,3224
"	"	"	"	"	"	"	"
"	"	"	"	21° 48,5′	± 0° 0′	43° 37′	± 0,0000
"	"	"	"	"	"	"	"
"	"	"	"	50°	−28° 11,5′	71° 48,5′	− 0,7443
"	"	"	"	"	"	"	"
Olivin	88°	1,670	1,1601	0° 0′	+ 44°	44°	+ 1,1601
"	"	"	"	10°	+ 34°	54°	+ 0,9339
"	"	"	"	20°	+ 24°	64°	+ 0,6792

dann zur Ermittlung von $\beta . \sin V$ heranziehen, wenn Bisektrix und Schliffnormale nicht allzuweit voneinander entfernt sind wie etwa im letzten Beispiel der Tabelle, wo trotz der hohen Apertur von 1,5 der durch die Einführung von $\beta' = 1,60$ anstatt $\beta = 1,67$ verursachte Fehler nur 0,02 beträgt, eben weil die Bisektrix nur um 20° von der Schliffnormale entfernt ist.

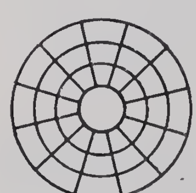


Fig. 1.

In den Fällen 3 und 4 versagt eine einfache Skala. Statt dessen verwendete man bisher die quadrierte Wright'sche Skala, die einzelne Punkte eines Interferenzbildes nach rechtwinkligen Koordinaten festzulegen erlaubt. Weniger anstrengend für die Augen dürfte wohl das Arbeiten mit einer Ringskala sein.

Ringskalen zur Bestimmung numerischer Aperturen von Mikroskopobjektiven wurden bereits von W. Volkmann [1] und Metz [2] beschrieben, und eine Ringskala von der Form der Fig. 1 (Vergr. 3fach) wird vom Verfasser zur Bestimmung von Aperturen an Dünnschliffen benutzt.

Sie dient zurzeit nur zur Auswertung primärer Interferenzbilder nach dem vielleicht mit Unrecht etwas vernachlässigten Sommerfeldtschen [3] Prinzip. Die konzentrischen Ringe von 1, 2, 3 und 4 mm

[1] Theorie und Praxis des Mikroskops. Leppin & Masche. 1911. 7 u. 8.
[2] Zeitschr. f. wiss. Mikr. 36. 1920. 54.
[3] Zeitschr. f. wiss. Mikr. 22. 1905. 356—362.

9	10	11	12	13	14	15	16	17
U_2 +	$\frac{U_1 + U_2}{2}$	$\beta . \sin V - \frac{U_1 + U_2}{2}$	β'	arc sin * $\left(\frac{U_1}{\beta'}\right)$	arc sin $\left(\frac{U_2}{\beta'}\right)$	V'	$\beta' . \sin V'$	$\beta . \sin V - \beta' . \sin V'$
0,2657	0,2657	0,0	—	—	—	—	—	—
0,5248	0,2624	0,0033	—	—	—	—	—	—
1,0603	0,2301	0,0356	1,6000	22° 2′	41°30′	9°44′	0,2705	0,0048
1,4428	0,1708	0,0949	1,6000	43°29,5′	64°23′	10°27′	0,2902	0,0245
0,5853	0,5853	0,0	—	—	—	—	—	—
0,8304	0,5764	0,0089	1,6000	11°37,5′	31°16′	21°27′	0,5851	0,0002
„	„	„	1,5000	12°25′	33°37′	23°01′	0,5865	0,0012
1,0868	0,5434	0,0419	1,6000	0° 0′	42°47′	21°23,5′	0,5836	0,0017
„	„	„	1,5000	0° 0′	46°26′	23°13′	0,5913	0,0060
1,4968	0,3762	0,2091	1,6000	27°43′	69°18′	20°47,5′	0,5680	0,0173
„	„	„	1,5000	29°45′	86°14′	28°14,5′	0,7098	0,1245
1,1601	1,1601	0,0	—	—	—	—	—	—
1,3511	1,1425	0,0176	1,6000	35°42,5′	57°36,5′	46°39,5′	1,1636	0,0035
1,5010	1,0901	0,0700	1,6000	25° 7′	69°44,5′	47°26′	1,1784	0,0183

Radius sind einem Deckgläschen aufgemalt, das mit einer der lichten Weite des Blendenrohres genau entsprechenden Fassung — die bemalte Seite nach unten gekehrt — auf die Gesichtsfeldblende des Kondensors gelegt wird. Die radialen Striche von 30° Winkelabstand dienen zur Messung der Zentriwinkel. Mit Hilfe Wülfing'scher Glimmerapertometer stellt man die den verschiedenen Ringen zukommenden Aperturwerte ein für allemal fest und kann jetzt mittels der Ringe und radialen Striche das Gesichtsfeld nach Polarkoordinaten auswerten.

Für alle Fälle unter 3. schließen die in Luft austretenden Achsen bekanntlich immer denselben Winkel 2 E ein. Man braucht deshalb nur die hier einander gleich großen Aperturwerte U_1 und U_2 in Winkelwerte umzuwandeln und die optischen Achsen mit diesen sphärischen Zentralabständen unter dem im Ringsystem gemessenen Zentriwinkel in eine stereographische Projektion einzutragen. Der sphärische Abstand beider Punkte beträgt 2 E, und sin E ist das gesuchte $\beta . \sin V$.

Sind U_1 und U_2 größer als 1,0, so dividiert man sie erst durch 2 und verfährt mit den halben Werten wie vorher mit den ganzen. Statt 2 E erhält man dann aus der Projektion einen anderen Winkel 2 E′, aber 2 . sin E′ ist wieder $\beta . \sin V$.

* arc sin ist hier und im folgenden nicht in Bogenmaß zu denken, sondern soll den Winkel selbst bedeuten.

In den Fällen unter 4. schließlich bestimmt man mit Hilfe der Ringskala wieder die Aperturen U_1 und U_2, die jetzt nicht mehr einander gleich sind, sowie den zugehörigen Zentriwinkel. Wieder muß man wie bei Fall 2. U_1 und U_2 durch ein dem wirklichen β möglichst nahekommendes β' dividieren. Die Quotienten betrachtet man als die sinus je eines Winkels und trägt die optischen Achsen mit diesen Winkeln als sphärischen Zentralabständen unter dem gemessenen Zentriwinkel in eine stereographische Projektion ein. Dort findet man ihren sphärischen Abstand $2V'$, und $\beta' . \sin V'$ kommt dem gesuchten Werte von $\beta . \sin V$ recht nahe.

Zur Erläuterung diene ein Beispiel: An einem Anhydridpräparat seien $U_1 = 0{,}62214$ und $U_2 = 0{,}96998$ mit dem Zentriwinkel 90^0 beobachtet worden; β ist $1{,}5755$. Damit berechnen sich $\arcsin \frac{U_1}{\beta}$ und $\arcsin \frac{U_2}{\beta}$ zu $23^0\,15\frac{1}{2}'$ und $38^0\,0'$ in Winkelmaß. Diese sphärischen Zentralabstände sind in der stereographischen Projektion der Fig. 2 unter dem Zentriwinkel von 90^0 als CA und CB eingetragen.

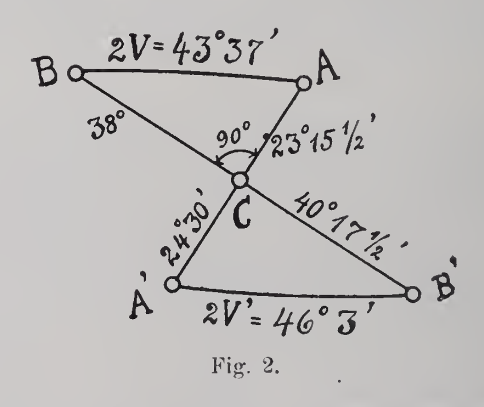


Fig. 2.

C bedeutet die Schliffnormale, A und B die Stellungen der optischen Achsen im Kristall, und daraus ergibt sich der wahre Achsenwinkel $2V = 43^0\,37'$. Hätte man bei fehlender Kenntnis von β mit $\beta' = 1{,}50$ gearbeitet, so würde man für die Zentralabstände der optischen Achsen die Winkel $CA' = 24^0\,30'$ und $CB' = 40^0\,17\frac{1}{2}'$, ferner $2V' = 46^0\,3'$ gefunden haben. $\beta' . \sin V'$ ergäbe aber $0{,}5867$ anstatt des richtigen Wertes $0{,}5853$. Der Fehler wäre also nur $0{,}0014$! Bei graphischer Lösung erhöht sich die Ungenauigkeit etwas.

Mit der beschriebenen Ringskala hat der Verfasser an primären Interferenzbildern wechselnder Güte, so wie sie dem Petrographen bei der Dünnschliffuntersuchung zu begegnen pflegen, eine Anzahl Messungen vorgenommen. Die Fehler der ermittelten Aperturen erreichten dabei als Höchstwert den Betrag von 0,03, was bei der

teilweise mangelhaften Beschaffenheit der Interferenzbilder, ihrer Kleinheit und der unvermeidlichen Parallachse nicht weiter verwunderlich ist. Dieser Aperturbetrag entspricht für Aperturen bis zu 0,75 — und für solche wurde die Ringskala bisher allein verwandt — etwa ± 5° für den Winkel 2 E, was eine Verwertung der Resultate für diagnostische Zwecke in der Mehrzahl der Fälle zulassen dürfte.

Zur genaueren Ermittlung auch höherer Aperturen an sekundären Interferenzbildern könnte man zweckmäßigerweise die Wright'sche Skala eines von E. A. Wülfing beschriebenen Spezialokulars [1] durch eine Ringskala ersetzen. Das Frontglas dieses Okulars übernimmt die Rolle der sonst gebräuchlichen Amici-Linse und könnte ein für allemal synzentrisch zur Ringskala angebracht werden. Mit allem Vorbehalt möge hier noch ein schwierigerer, wenn überhaupt gangbarer Weg angedeutet werden, nämlich der Versuch, der Ringskala eine der Wölbung der unteren Brennfläche des Kondensorsystems entsprechende Form zu geben und sie auch genau in diese Brennfläche hinein zu verlegen. Ihr Bild würde dann sozusagen parallachsenlos mit den Erscheinungen primärer oder sekundärer Interferenzbilder zugleich auftreten; einer Okularskala bedürfte es dann nicht mehr.

Besprechungen.

P. Niggli: Die leichtflüchtigen Bestandteile im Magma. (Preisschriften der Fürstlich Jablonowskischen Gesellschaft zu Leipzig. **47.** [Math.-naturw. Sektion.] 272 p. 132 Textfig. Leipzig 1920.)

In der Arbeit wird versucht, die in einem Preisausschreiben gestellte Aufgabe: „Übersicht und experimentelle Erweiterung der Erfahrungen über die Rolle leichtflüchtiger Bestandteile in Schmelzflüssen" zu lösen, wobei hauptsächlich Mineral- und Gesteinsbildungsprozesse in Betracht gezogen werden.

Ein 1. Kapitel (p. 2—7) stellt die Magmen als Prototypen von Schmelzlösungen dar, die leichtflüchtige Substanzen enthalten, in denen sich daher Sublimations-, Verdampfungs-, Destillationsvorgänge, kritische Erscheinungen und Kristallisationen gleichzeitig abspielen können.

[1] E. A. Wülfing, Ein neues Polarisationsmikroskop und kritische Betrachtungen über bisherige Konstruktionen. Abh. Heidelb. Akad. Wiss. Math.-nat. Kl. 6. Abh. 1918. 56.

Ein 2. Kapitel (p. 7—30) gibt Auskunft über die Entwicklung der Ansichten über die Rolle der leichtflüchtigen Substanzen im Magma vom Mittelalter bis in die Mitte des 19. Jahrhunderts.

Im 3. Kapitel (p. 30—119) wird systematisch das physikalisch-chemische Verhalten von Systemen untersucht, die aus schwer- und leichtflüchtigen Komponenten zusammengesetzt sind. Aus der Einteilung möge ersichtlich sein, welche für die magmatische Gesteinsbildung wichtigen Phänomene hier diagrammatisch veranschaulicht und theoretisch erläutert werden.

I. Die durch den Flüchtigkeitsunterschied der Komponenten bedingten heterogenen Gleichgewichtsbeziehungen.
  1. Kritische Erscheinungen treten nur an ungesättigten Lösungen auf.
    a) Binäre Systeme ohne Verbindungen und Mischkristalle.
      α) Vergleich einfacher Schmelzdiagramme.
      β) Die P-T-X-Raumfigur und ihre Projektionen.
      γ) Schnitte (Felderdiagramme) unter konstantem Druck oder konstanter Temperatur.
      δ) Das Volumen als maßgebender Faktor.
    b) Binäre Systeme mit Verbindungen und Mischkristallen.
      α) Ein Minimumschmelzpunkt ist vorhanden, es fehlt aber der Maximumsublimationspunkt.
      β) Weder Minimumschmelzpunkt noch Maximumsublimationspunkt treten auf.
      γ) Mischkristallbildungen.
    c) Verdampfung und Destillation in binären und polynären Systemen.
    d) Schlußbemerkungen. Ableitung der Diagramme.
  2. Kritische Erscheinungen treten auch an gesättigten Lösungen auf.
    a) Allgemeines u. histor. Entwicklung der Problemstellung.
    b) Binäre Systeme ohne Verbindungen und Mischkristalle.
      α) Die P-T-X-Raumfigur und ihre Projektionen.
      β) Schnitte (Felderdiagramme) für konstanten Druck, konstante Temperatur oder konstante Konzentration.
      γ) Das Volumen als maßgebender Faktor.
      δ) Allgemeine Folgerungen.
    c) Binäre Systeme mit Verbindungen.
    d) Beschränkte Mischarbeit in der flüssigen Phase.
    e) Ternäre Systeme (I). Nur ein binäres System ist vom P-Q-Typus, oder das ternäre System enthält zwei extrem leichtflüchtige Komponenten.
    f) Ternäre Systeme (II). Zwei extrem schwerflüchtige Komponenten. (Zwei binäre P-Q-Typen.)
      α) A sehr leichtflüchtig, B und C schwerflüchtig und eine kontinuierliche Mischkristallreihe bildend.

β) A sehr leichtflüchtig, B und C schwerflüchtig mit einem einfachen eutektischen Schmelzdiagramm.
γ) Eine binäre, kongruent schmelzende Verbindung zwischen B und C tritt auf.
δ) Eine binäre, inkongruent schmelzende Verbindung zwischen B und C tritt auf.
ε) Ternäre Verbindungen oder binäre Verbindungen von schwer- und leichtflüchtigen Komponenten treten auf.

II. Spezielle Gleichgewichtsbeziehungen.
III. Rückblick.

Von dem in diesem Kapitel gewonnenen Gesichtspunkte aus, aber ohne den komplizierten Apparat der Diagramme, werden nun die natürlichen magmatischen Vorgänge, soweit sie vom Gehalt an leichtflüchtigen Bestandteilen abhängig sind, in einem 4. Kapitel (p. 119—259) unter Heranziehung vieler Beispiele behandelt. Differentiationsdiagramme usw. illustrieren den Abschnitt. Von einem einheitlichen Standpunkte aus kann eine große Zahl von Phänomenen überblickt und ihre gegenseitige Abhängigkeit verstanden werden. Auch hier möge die Wiedergabe des Inhaltsverzeichnisses ein Bild von den zur Sprache kommenden Erscheinungen geben:

I. Die Einteilung der Erscheinungsgruppen.
II. Begleiterscheinungen der plutonischen Erstarrung.
  1. Die lakkolithische Differentiation und die leichtflüchtigen Bestandteile.
  2. Theoretische Betrachtungen über den Zusammenhang zwischen Erstarrung, Kontaktmetamorphose, Verdampfungs- und Destillationsprozessen von Magmen.
  3. Die exomorphen Erscheinungen des normalen Intrusivkontaktes.
    a) Die Kontaktmetamorphose im Kristianiagebiet.
    b) Pneumatolytische Kontaktmetamorphose an den westerzgebirgischen Granitmassiven.
    c) Einige amerikanische Vorkommnisse vom ungefähren Typus des Kristianiagebietes.
    d) Die Kontaktmetamorphose in der „Helena Mining Region“ von Montana (Nordamerika).
    e) Die Kontaktmetamorphose im Clifton-Morenci-Distrikt von Arizona.
    f) Rückblick.
  4. Die nachpneumatolytischen Erzlagerstätten.
  5. Die Pegmatitbildungen.
    1. Typus: Glimmerpegmatite.
    2. „ Granatpegmatite.
    3. „ Korund-Dumortierit-Andalusitpegmatite.
    4. „ Columbitpegmatite. Euxenitpegmatite.

5. Typus: Melinophanpegmatite. Leukophanpegmatite.
6. „ Turmalinpegmatite.
7. „ Topas-Turmalinpegmatite.
8. „ Zinnsteinpegmatite ohne Li.
9. „ Kryolithpegmatite.
10. „ Zinnsteinpegmatite mit Li.
11. „ Triplitpegmatite.
12. „ Carbonatpegmatite.
13. „ Graphitpegmatite.
14. und 15. Typus: Erzpegmatite.
Pegmatitbildungen SiO_2-armer, RO-reicher Magmen.
Rückblick.

6. Die tiefstmagmatische Wirkung der leichtflüchtigen Bestandteile. Injektionsgesteine und Migmatite.
7. Drusenbildungen und hydrothermale Vorgänge in abyssischen und hypabyssischen Magmen.
8. Die hydrothermalen Erzlagerstätten.
9. Kurzer allgemeiner Rückblick.

III. Begleiterscheinungen der vulkanischen Erstarrung.
1. Zusammensetzung der vulkanischen Exhalationen.
2. Die vulkanische Tätigkeit.
3. Differentiationen im Vulkanherd.
4. Die pneumatolytischen Erscheinungen im Vulkanherd, an den Kraterwänden, sowie die nachpneumatolytischen Erscheinungen in den Laven.
5. Die gewöhnlichen Fumarolenbildungen.
6. Die hydrothermalen Mineralparagenesen in blasigen, mehr oder weniger erdoberflächlich erstarrten Eruptivgesteinen.
7. Die mit vulkanischer Tätigkeit in Beziehung stehenden hydrothermalen Erzlagerstätten.

Das Buch vermittelt somit die Grundlagen vom physikalisch-chemischen und naturkundlich-beschreibenden Standpunkt und versucht die gegenseitige Synthese. Physikalische Chemie, Geologie und Petrographie sind möglichst gleichmäßig zur Beantwortung der Frage nach der Rolle der leichtflüchtigen Bestandteile im Magma herangezogen worden.

Ein Sachregister, ein Ortsregister der besprochenen Lagerstätten und ein Autorenregister bilden den Schluß des Bandes.

P. Niggli.

Paul Krische: Die Verteilung der landwirtschaftlichen Hauptbodenarten im Deutschen Reiche. 78 p. 21 Karten. Berlin, Franz Wunder, 1921.

Eine Übersicht über die Verteilung der landwirtschaftlichen Böden Deutschlands hat bisher nur in Einzelangaben existiert.

Verf. hatte in den Jahren 1906—1919 in der Zeitschrift „Die Ernährung der Pflanzen" eine Reihe Bodenkarten veröffentlicht und stellt sie nun, um einiges weitere Material bereichert, in der recht wertvollen Schrift zusammen. 18 Karten der einzelnen Bundesstaaten und der preußischen Provinzen machen den Hauptteil des Werkes aus; es werden zumeist 5 Unterabteilungen unterschieden: Leichter Boden (Sandboden), Mittlerer B. (lehmiger Sand, sandiger Lehm), Günstiger schwerer B. (Lehm- u. Tonboden, Marschboden), Ungünstiger schwerer B. (Gebirgsboden), Moorboden. Die Karten gehen teils auf Originalzusammenstellungen anderer Autoren zurück, wie etwa in Württemberg auf die 1910 von Sauer veröffentlichte sehr wertvolle Karte, teils sind sie neu nach geologischen Unterlagen zusammengestellt. Dadurch ist eine gewisse Ungleichartigkeit eingetreten, die Verf. selbst deutlich hervorhebt. Jede Karte wird dann mehr oder weniger ausführlich in ihren bodenkundlichen Verhältnissen vielfach unter Beigabe besonderer Zahlentafeln besprochen. Aus den einzelnen Karten ist dann eine Übersichtskarte des Deutschen Reiches im Maßstabe 1 : 1 800 000 zusammengestellt, die zum ersten Male einen Überblick über das Gesamtgebiet im Vorkriegsstande darstellt. Außerdem ist noch eine Karte der Moorgebiete des Deutschen Reiches im Maßstabe 1 : 2 400 000 gegeben, die nach der vom Verein zur Förderung der Moorkultur im Deutschen Reiche herausgegebenen Karte gezeichnet ist. Schließlich findet sich noch eine Karte, die den Kaliverbrauch im Deutschen Reiche im Jahre 1916 darstellt, die uns zeigt, wie sich die Beziehungen der Kultur zum Boden durch künstliche Düngung z. T. stark verwischen. Da in der neueren Literatur nichts Ähnliches vorliegt, ist die Bedeutung des Buches ohne weiteres klar. Für alle Anstalten, bei denen Unterricht in geologischer Bodenkunde zu erteilen ist, ist es von großer Bedeutung, nun endlich eine Zusammenstellung in den Händen zu haben. Freilich, ist noch sehr viel Arbeit im einzelnen zu leisten und gerade dazu dürften die Karten anregend wirken. Jeder interessierte Fachmann sollte versuchen, von seinem Gebiet die nötigen Ergänzungen, die vielfach ohne weiteres klar sind, herbeizubringen. Auf diese Weise würde die Arbeit des Verf.'s eine sehr große Bedeutung gewinnen können und bald eine zweite Auflage notwendig werden. **Harrassowitz.**

Ernst Stromer: Paläozoologisches Praktikum. 104 p., 6 Textabbild. Gebrüder Bornträger, Berlin 1920.

Der leicht mißverständliche Titel erklärt sich daraus, daß die paläobotanischen Präparationsverfahren fortgelassen sind. Das in Taschenformat hergestellte Buch enthält in meist knapper Darstellung alle Methoden paläontologischer Technik, soweit sie bisher ausgearbeitet und beschrieben oder vom Verf. selbst ausprobiert

sind. Der allgemeine Teil unterweist im Aufsuchen, Sammeln, Verpacken und Transportieren, sowie im Konservieren und Präparieren tierischer Fossilien. Er ist durchaus geologischer und nicht zoologischer Natur. Die Herrichtung zur wissenschaftlichen Untersuchung (= Präparation) ist in drei Abschnitten ausführlicher behandelt (mechanisch-makroskopische, mechanisch-mikroskopische und chemische Verfahren). Ein weiterer Abschnitt „Untersuchen und Abbilden" gibt einige Winke über die Anwendbarkeit der Röntgenstrahlen, des Polarisationsmikroskops und Stereoskops. Der spezielle Teil enthält die für die verschiedenen Tierabteilungen besonders in Frage kommenden Methoden. Den Schluß bilden ein nach Stichworten geordnetes Verzeichnis der einschlägigen Literatur und ein Sachregister. — Da in Deutschland an jedem geologischen Institut und Museum ungeschriebene Präparationsmethoden ausgebildet sind und das, was in der Literatur an guter paläontologischer Technik niedergelegt ist, schwer auffindbar ist, so fällt es natürlich leicht, an diesem ersten selbständigen Werk über den Gegenstand, das auf viele überflüssige Angaben (z. B. Bezugsquellen) verzichtet, Ausstellungen zu machen. Wenn Ref. einige anführt, möchte er sie als Vorschläge für die zweite Auflage betrachtet wissen. So könnte im Abschnitt „Foraminifera" die alte Methode, die Nummuliten mittels Spiritusflamme, Pinzette und Hämmerchen in der Medianebene aufzuspalten, angegeben werden. Bei den Radiolarien sollten die Rüst'schen Erfahrungen (Palaeontogr. 38. p. 118) berücksichtigt werden; bei den Steinkorallen wäre das Anschleifen mit einer feinen Feile (Ogilvie) als rasche Arbeitsmethode zu erwähnen, bei den Echinodermata die Glyzerin-Gelatineausgüsse, die von den scharfen Hohlräumen der Crinoiden des rheinischen Unterdevons gewonnen werden können und die, bemalt, wertvolle Objekte ergeben. Bei den Cephalopoden vermißt man eine brauchbare Methode zur Abbildung der Lobenlinie. Zur Erzielung guter Abbildungen ist das Bestäubungsverfahren mit Ammoniumchlorid oft brauchbar, z. B. bei Brachiopoden. Angaben über das Messen mikroskopischer Objekte, sowie ein Abschnitt über Conchyliometrie und Osteometrie sind vielleicht auch empfehlenswert. — Bei dem Verfahren zum Härten weicher Gesteine, die geschliffen werden sollen, ist E. A. Wülfing's geistiges Eigentum hervorzuheben (p. 52). Statt Stärke der Polarisation (p. 73) muß es Stärke der Doppelbrechung heißen. **Dietrich.**

Personalia.

Ernannt: Prof. Dr. **Wilhelm Freudenberg**, bisher Privatdozent der Geologie und Paläontologie in Göttingen, zum Kustos an den naturgeschichtlichen Sammlungen des badischen Staats in Heidelberg.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Studien über Kontaktmetamorphose in Niederl.-Ostindien.

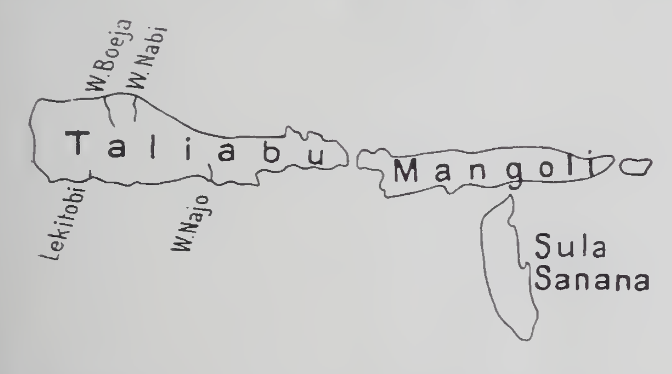
Von H. A. Brouwer in Delft.

Mit 1 Textfigur.

IX. Hornfelse von der Insel Taliabu (Sula-Inseln).

Während meiner Untersuchungen im Jahre 1915 auf den Sula-Inseln, einer Inselgruppe östlich von Celebes, wurden von mehreren Stellen Hornfelse gesammelt.

Granitische bis dioritische Gesteine haben auf den Inseln eine sehr große Verbreitung, besonders im westlichen und mittleren Teile von Taliabu, wo sie den Habitus mit rotem Feldspat zeigen, der charakteristisch ist für die Granite der weiter westlich gelegenen Banggai-Inseln. Auf der Insel Mangoli ist, besonders im östlichen



Teil, die zentrale Kette aus granitischen bis dioritischen Gesteinen aufgebaut, in denen die typischen roten Feldspate nicht angetroffen wurden. Die Granite von Taliabu sind alle Biotitgranite mit mikroperthitischem Kalifeldspat (Orthoklas oder Mikroklin) und saurem Plagioklas. Die Granite von Mangoli sind z. T. Biotitgranite mit Mikroklin als herrschendem Kalifeldspat, der nur wenig perthitische Verwachsungen zeigt; z. T. enthalten die Gesteine viel Granat, der größtenteils in grünen Glimmer umgewandelt ist.

Die Granite sind durch Übergänge mit Quarzdioriten verbunden, die gesammelten quarzdioritischen Gesteine sind auf die Insel

Mangoli beschränkt. Es wurden verschiedene Typen untersucht, die sich durch den Charakter der dunklen Gemengteile voneinander unterscheiden; einige Gesteine enthalten nur Amphibol, andere Amphibol und Biotit oder nur Biotit, während auch augithaltige Gesteine mit Amphibol allein oder mit Amphibol und Biotit angetroffen wurden. Auch die Diorite stammen fast alle von der Insel Mangoli, es gibt augitfreie Gesteine mit Amphibol oder mit Amphibol und Biotit, und augithaltige Diorite, die zu den Gabbros hinüberführen und in dem die Augite z. T. oder ganz in Chlorit und Epidot umgewandelt sind.

Die Hornfelse kommen in den Gebieten vor, wo granodioritische Gesteine eine große Verbreitung haben, der direkte Kontakt wurde aber in den allerdings spärlichen Aufschlüssen nirgends aufgefunden. Im östlichen Teile von Mangoli meinten wir eine Kontaktstelle anstehend gefunden zu haben [1], aber das makroskopisch sehr hornfelsähnliche Gestein hat sich bei späterer mikroskopischer Untersuchung als ein feinkristallines lamprophyrisches Ganggestein herausgestellt.

Auf die Verbreitung von Kontaktgesteinen auf den Sula-Inseln hat zuerst Wichmann [2] aufmerksam gemacht und mehrere von van Nouhuys gesammelte Gesteine sind von ihm beschrieben worden. Es sind andalusithaltige Gesteine, gesammelt von anstehendem Fels in der Nähe von Lekitobi und als Gerölle in den Flüssen Wai [3] Miha und W. Kaboeta in der Nähe der Südküste von Taliabu. Weiter wurden Kalksilikatgesteine mit Epidot beschrieben, gesammelt als Gerölle in den Flüssen W. Najo, W. Tabana und Langsa, ebenfalls in der Nähe der Südküste derselben Insel.

Die von uns gesammelten Gesteine stammen z. T. aus dem Oberlauf der W. Najo und deren Quellflüsse, wo sie z. T. in sehr großen Blöcken bis zur Wasserscheide vorkommen, so daß sie z. T. in nächster Nähe anstehend vorkommen müssen. Weiter wurden Hornfelse gesammelt in der Nähe der Nordküste von West-Taliabu (W. Nabi, W. Buja und als Gerölle am Strande westlich von der Mündung der W. Buja).

Die Gesteine gehören zu Kontaktprodukten von verschiedenen Gliedern der Reihe Tonschiefer—Mergelschiefer—Kalkstein; in gebänderten Gesteinen wechseln dünne Schichten von verschiedener Farbe und verschiedener Zusammenstellung miteinander ab. Z. T. haben diese Schichten einen hohen Quarzgehalt, was auf eine mehr sandige Zusammensetzung des ursprünglichen Gesteins hinweist,

---

[1] H. A. Brouwer, Geologische Verkenningen in de oostelijke Molukken. Verhandel. Geol. Mijnb. Gen. III. 1916, blz. 31 ff.

[2] A. Wichmann, Gesteenten van het eiland Taliaboe. Versl. Kon. Akad. v. Wetensch. Amsterdam. XXIII. 1914. p. 70.

[3] Wai = Fluß.

während auch quarzreiche Gesteine, die veränderte Sandsteine vorstellen können, angetroffen wurden.

Die Kontaktgesteine könnten aus jurassischen Ton- und Mergelschiefern hervorgegangen sein, die auf den Sula-Inseln eine sehr große Verbreitung haben. Wir müssen aber hervorheben, daß der direkte Kontakt nicht angetroffen wurde, während Gesteine von jurassischem Habitus gefunden wurden, die Gerölle von Quarzporphyr und auch solche, die Detritus von granitischem Mikroperthit enthalten. Die Frage des Alters der Granite der Sula-Inseln muß also vorläufig noch offen bleiben, sie wird in meiner geologischen Beschreibung dieser Inseln näher auseinandergesetzt werden.

Die folgenden Hornfelstypen wurden mikroskopisch untersucht:

1. Andalusithornfelse.

Es gibt granathaltige und granatfreie Andalusithornfelse. Ein Gestein, das als Gerölle zwischen der Mündung des W. Buja und Kap Nudu an der Nordküste von Taliabu gesammelt wurde, enthält viel Andalusit, Biotit und Granat. Neben dem Biotit kommt auch farbloser Glimmer vor und weiter enthält das Gestein Quarz und kleine Erzkriställchen. Der Andalusit ist in großen, schwach doppelbrechenden Kristallen entwickelt, die anderen Mineralien des Gesteins werden von diesen Kristallen in großer Menge umschlossen. Der Granat bildet kleine, größtenteils idiomorphe Kristalle, der Biotit ist örtlich im Gestein stark angehäuft.

Zu den granatfreien Andalusithornfelsen gehört ein dunkel grauschwarz gefärbtes Gerölle aus dem Flusse Najo in Süd-Taliabu. Der Andalusit bildet auch in diesem Gestein größere, mit den anderen Bestandteilen des Gesteins durchsiebte Kristalle. Auch kommen größere Pyritkriställchen, größere Blättchen von farblosem Glimmer und zahlreiche Quarzkörner vor im sehr fein kristallinen Gemenge von farblosem Glimmer, weniger Biotit, Erzkriställchen, Quarz (und Feldspat?), aus dem das Gestein sonst zusammengesetzt ist. Vereinzelte bläuliche und braune Turmalinkriställchen wurden weiter beobachtet. In dem Gestein kommen vereinzelte Bänder vor, in denen der Quarz grobkörniger ausgebildet ist und in denen der Andalusit fehlt, während Biotit und größere Erzkriställchen zahlreich sind.

Eine ähnliche Abwechslung von andalusithaltigen mit andalusitfreien Bändern ist viel vollständiger ausgebildet in gebänderten Gesteinen, die gesammelt wurden als Gerölle in der W. Nabi (Nord-Taliabu), in denen bräunliche und grauschwarze Bänder miteinander abwechseln. Die bräunlichen Bänder enthalten sehr viel Biotit und Muscovit, viel Erz und weiter farblose Mineralien, die hauptsächlich dem Quarz angehören. In den grauschwarzen Bändern kommt Andalusit in großer Menge vor, sie sind manchmal fast ganz mit den bis einige Millimeter großen Kristallen ausgefüllt. Der Andalusit ist z. T. in sekundäre Mineralien um-

gewandelt, an erster Stelle in farblosen Glimmer. Aber auch ein anderes Umwandlungsprodukt kommt vor, das eine gelblichgrüne Farbe und keine Doppelbrechung oder sehr schwach doppelbrechende Partien zeigt. Oft befindet sich eine Zone dieser fast isotropen Substanz zwischen unverändertem Andalusit im zentralen Teil und einer Randzone, die in farblosen Glimmer umgewandelt ist. Die Doppelbrechung dieses Umwandlungsprodukts der Randzone nimmt ab nach der kaum oder nicht doppelbrechenden Zone. Der Andalusit umschließt hauptsächlich sehr zahlreiche schwarze Kohlepartikelchen, wie dieses bei den Andalusiten der kontaktmetamorphen Gesteine häufig vorkommt.

2. Biotithornfelse.

Diese Gesteine wurden nur angetroffen in Bändern, die mit den andalusithaltigen Hornfelsen abwechseln. Sie sind andalusitfrei und enthalten oft Muscovit neben Biotit. Ihre Zusammenstellung ist schon oben erwähnt.

3. Epidothornfelse.

Die Hornfelse dieser und der folgenden Gruppen bilden hauptsächlich dünnere oder dickere Schichten in gebänderten Gesteinen, in welchen Bänder verschiedener mineralogischer Zusammensetzung miteinander abwechseln. Ein Gestein, das in großen Blöcken im W. Najo (Süd-Taliabu) angetroffen wurde, enthält neben hell- und dunkelgrau gefärbten dichten Bändern auch solche mit gelblichgrüner und bräunlicher Farbe, die mehr kristallin ausgebildet sind. Besonders die grünlichen Bänder sind sehr reich an Epidot (und Zoisit), während die farblose Substanz in den heller gefärbten Bändern reichlich vorkommt. In dieser z. T. sehr feinkörnigen farblosen Substanz kann neben Quarz auch Feldspat vorkommen. Epidot (und vielleicht auch Diopsid) tritt z. T. in sehr feinen Körnern, die in dünnen Schichten angeordnet sind, in der farblosen Substanz auf.

In anderen Gesteinen von Blöcken desselben Fundorts wechseln dunkel gefärbte mit gelblichgrünen Bändern ab, von denen die letzteren aus Epidot und Quarz bestehen, während in anderen ein grünlicher Amphibol auftritt. Im selben Handstück kommen Bänder vor, die epidotfrei sind und in denen der Amphibol reichlich auftritt. In anderen Gesteinen wechselt das Quarz-Epidot-Gemenge ab mit Bändern, die neben Amphibol auch Biotit führen. Diese beiden Typen werden hierunter näher beschrieben werden. Ob der farblose Teil dieser und vieler anderen Gesteine in sehr feinkörniger Ausbildung nur aus Quarz besteht, oder ob neben Quarz auch Feldspat in mehr oder weniger reichlicher Menge anwesend ist, konnte nicht mit Sicherheit bestimmt werden.

4. Amphibolhornfelse.

Amphibolreiche Bänder bestehen aus einem feinkristallinen Gemenge von hellgrünem Amphibol und Quarz, neben dem auch

Feldspat anwesend sein kann. Das Gemenge ist zu fein, um Quarz und Feldspat voneinander zu unterscheiden. Titanit, der wahrscheinlich aus ursprünglichem titanhaltigem Erz entstanden ist, kommt vor. Der Amphibol bildet z. T. größere Kristalle, zeigt öfters eine bläulichgrüne Farbe und füllt mit Epidot auch schmale Adern aus, die schief zur Bandrichtung das Gestein durchsetzen.

Ob ein dunkelgraues Gerölle aus der W. Nabi als kontaktmetamorphes Gestein aufgefaßt werden muß, ist unsicher. Es besteht aus einem Gemenge von größeren und kleineren Quarzkörnern mit fast farblosen Amphibolsäulchen, die meistens radiär oder büschelförmig angeordnet sind. Auch Erzkriställchen sind ziemlich zahlreich, während neben Quarz auch Feldspat anwesend sein kann. Örtlich sind Amphibol und Erz stark angehäuft. Körner von Mineralien der Epidotgruppe und etwas Chlorit sind weitere Bestandteile des Gesteines, das, wenn es durch Kontaktmetamorphose beeinflußt ist, als ein verändertes quarzreiches Gestein aufgefaßt werden muß.

5. Amphibol-Biotithornfelse.

Ebenfalls in Bändern abwechselnd mit den Epidothornfelsen kommen dichte, dunkel grauschwarze Mineralgemenge vor, die aus braunem Biotit, hellgrünen Amphibolsäulchen, wenig Erz und einer farblosen Substanz bestehen. Die farblose Substanz besteht wahrscheinlich hauptsächlich aus Quarz, konnte aber nicht näher bestimmt werden.

Es kommen auch Bänder in diesem Gestein vor, in denen an den stark lichtbrechenden Mineralien manchmal eine große Auslöschungsschiefe beobachtet werden konnte, was auf einen reichlichen Gehalt an Diopsid hinweist. Diese Bänder führen hinüber zu der folgenden Gruppe, in der Diopsid neben Plagioklas sicher als Hauptbestandteil festgestellt werden konnte.

6. Plagioklas-Diopsidhornfelse.

Einige Blöcke aus dem Oberlauf der W. Najo sind grünlichgrau gefärbt, mit vereinzelten hellen oder stärker grünlich gefärbten Bändern. In der Hauptmasse des Gesteins ist die polysynthetische Zwillingsstreifung des Feldspats deutlich wahrnehmbar. Symmetrische Auslöschungen bis etwa 30° weisen auf einen ziemlich basischen Plagioklas hin. Neben Plagioklas kommt Diopsid reichlich vor, während schmale Äderchen und Flecken von grünlicher Farbe Epidot und Pyrit enthalten.

Ein Gerölle in der W. Buja (Nord-Taliabu) besteht aus stark gefalteten Bändern von grauer bis bräunlicher Farbe. Sie sind aus einem feinkristallinen Gemenge von Diopsid und einer farblosen Substanz zusammengesetzt. In den nicht sehr feinkörnigen Bändern besteht die farblose Substanz sicher größtenteils aus Feldspat; nur ausnahmsweise wurden polysynthetische Zwillinge wahrgenommen, aber die Brechungsindizes weisen vielfach auf Feldspat, während

Quarz nicht sicher bestimmt werden konnte. Vielleicht kommt auch Kalifeldspat vor. Epidot kommt in schmalen Äderchen und in Flecken im Gestein vor.

7. Granat-Diopsidhornfelse.

In der Nähe der Wasserscheide von Mittel-Taliabu wurden vom Gestein eines viele m^3 großen Blockes, das in der Nähe anstehend vorkommen muß, gebänderte Stücke untersucht, die z. T. grauweiße, grünliche oder mehr bräunliche Farben zeigen. An anderen Stellen sind nur undeutliche Bänder sichtbar, die z. T. aus fast rein weißem und divergentstrahligem Wollastonit bestehen. z. T. sind braune und grüne Mineralkörner beigemischt. In einigen Bändern wurden nur Diopsid und eine farblose Substanz wahrgenommen, diese Gemenge gehören wohl zu den Plagioklas-Diopsidhornfelsen.

In anderen Bändern, die ein etwas gröberes Korn besitzen, kommt fast nur Diopsid und Granat vor. Der Granat bildet größere Kristalle, die mit dem Diopsid verwachsen sind und sehr starke optische Anomalien zeigen mit einer Lamellierung, die bisweilen an polysynthetische Zwillinge von Plagioklas erinnern kann. Vom letztgenannten Mineral können sie aber immer leicht durch die schwächere Doppelbrechung und die hohe Lichtbrechung unterschieden werden. Bisweilen kommt neben den genannten Mineralien auch etwas Wollastonit und Calcit vor, und wir erwähnten schon, daß einige Bänder fast ganz aus Wollastonit bestehen.

8. Wollastonit-Granathornfelse.

Der Wollastonit wird aber meistens begleitet von Granat mit starken Anomalien, und Teile des Gesteins sind also als Wollastonit-Granathornfels ausgebildet. Der Wollastonit zeigt die bekannten Eigenschaften dieses Minerals mit ziemlich großer Auslöschungsschiefe, Spaltungen, die sich unter einem Winkel von etwa 90^0 schneiden, während die optische Achsenebene senkrecht zur Längsrichtung liegt. Die makroskopisch sichtbaren grünen Mineralkörner weisen darauf hin, daß auch Diopsid neben Wollastonit und Granat vorkommen kann.

Daß viele Typen der jurassischen Sedimentserie der Sula-Inseln in kontaktmetamorpher Fazies angetroffen wurden, würde auf ein jüngeres Alter von gewissen Eruptivgesteinen dieser Inseln hinweisen. Wir wiederholen aber, daß der direkte Kontakt bis jetzt nicht angetroffen wurde. Mesozoische und sogar jüngere granitodioritische Gesteine sind im Indischen Archipel an verschiedenen Stellen festgestellt worden, aber auf den Sula-Inseln enthalten gewisse jurassische Gesteine Detritus von Graniten, so daß die Frage des Alters vorläufig noch offen bleiben muß.

Von der Westküste des Muschelsandsteinmeeres (unterer Muschelkalk von Elsaß-Lothringen).

Von Privatdozent Dr. **Ernst Kraus.**

Mit 1 Kartenskizze und 1 Textfigur.

Im Jahre 1916 hatte ich Gelegenheit, mich viele Monate mit der Trias des nordwestlichen Vogesenrandes zu beschäftigen. Die ziemlich umfangreichen Ergebnisse dieser Studien liegen mit einer geologischen Spezialkarte 1 : 25 000 seit Ende 1917 druckfertig vor, doch konnten sie bisher der herrschenden Schwierigkeiten wegen nicht veröffentlicht werden. Im folgenden möchte ich einstweilen einige Mitteilungen über das westliche Randgebiet des germanischen älteren Muschelkalkmeeres geben, soweit sie über das engere Aufnahmegebiet hinaus von Bedeutung sind, das sich von der Brocard-Gruppe und dem Plainetal im W des Donon nordwestlich mit einer Unterbrechung bis Elfringen (Avricourt) an der Bahnlinie Saarburg—Lunéville erstreckt.

1. Stratigraphisches.

3 Glieder konnte ich im Felde bei der Aufnahme im unteren Muschelkalk unterscheiden. Von oben nach unten:

Hangendes: Roter Ton des mittleren Muschelkalks.

3. Lila, mehr oder weniger dolomitischer Feinsandstein, in manchen Bänken reich an *Myophoria orbicularis*: „Orbicularis-Schichten", 15—18 m.
2. Graue, fossilreiche Tone und Dolomite mit stark wechselndem Gehalt an Feinsand: „Bois coupé-Schichten", rund 10 m.
1. Lila, fossilreicher Feinsandstein mit eingeschalteten Tonlagen; „unterer Sandstein", rund 10 m.

Liegendes: Tone und Sandsteine des oberen Buntsandsteins.

Unsere *Orbicularis*-Schichten decken sich nicht mit den von Schumacher (1889) in der Gegend von Wolmünster und von Martin Schmidt (1907) von Freudenstadt ebenso bezeichneten Horizonten. Sie reichen vielmehr bis auf die *Pentacrinus*- bzw. *Spiriferina*-Bank herab. Die Abweichung in der Benennung rührt her einerseits von dem einheitlichen petrographischen Charakter unserer Abteilung und andererseits von dem weiten Herabreichen der *Myophoria orbicularis* und der *Gervillia costata*. Beide Merkmale ließen ein Auseinanderreißen der obersten Abteilung wegen Gliede-

rungen in anderen Gebieten für die Gegend von Cirey (SSW Saarburg, vgl. die Kartenskizze Fig. 1) als unmöglich erscheinen.

Wir stellen uns die Frage, wie weit sich eine ähnliche Dreigliederung auch in anderen Gebieten SW-Deutschlands erkennen läßt. Dabei müssen wir bedenken, daß nicht sichergestellt ist, wie weit auch im einzelnen die Schichtgrenzen zeitlich einander gleichgesetzt werden dürfen. Die Fossilien sind offenbar zu wenig bezeichnend für eine schärfere Parallelisierung. Wir können uns daher nur auf petrographische Merkmale stützen; immerhin laufen ihnen aber auch paläontologische Gesetzmäßigkeiten, besonders der Fossilverteilung parallel, wenn sie auch nur unscharf faßbar sind.

Aus den Angaben der Literatur ist zu entnehmen, daß unsere Abteilung 1 mit ihren Haupteigenschaften des Fossilreichtums und des Dolomitgehalts im Sandstein, jedoch mit verschiedener Mächtigkeit verbreitet ist in den Gegenden von Zweibrücken—Wolmünster, Pfalzburg, Wasselnheim, Ménil Flin (Bohrung südöstl. Lunéville), Rappoltsweiler, Rufach und Ruaux in den SW-Vogesen.

Unsere Abteilung 2, petrographisch kenntlich an dem Zurücktreten des Sandes und Überwiegen von Ton, Kalk und Dolomit, setzt in den Profilen des nordöstlichsten Lothringen bereits früher ein, als in einem Bezirk, dessen Begrenzungslinie gegen S und W von Wasselnheim (NW Straßburg) nach Bréménil (bei Cirey) und von da anscheinend nördlich gegen St. Avold verläuft. Nur südlich und westlich dieser Linie geht noch im mittleren Teil des unteren Muschelkalks links des Rheins die Sandentwicklung fort. Soweit man sehen kann, erscheint die Grenze nicht etwa scharf, sondern in dem südlichen Vogesengebiet ist auch in der überwiegend sandigen Entwicklung eine mittlere, mehr tonig-dolomitische Zone festzustellen. Im W wird für solche Beobachtungen die Überdeckung zu stark. Diese Ebbe des Sandes in den Profilen ist bemerkenswert und ihr schließen sich in natürlicher Weise auch die petrographischen Verhältnisse im jüngeren Unter-Muschelkalk an.

Etwa in der Profilspanne, die unsere 3. Abteilung umfaßt, haben wir im nördlichen Bereich von Pfalzburg—Wolmünster—Saarbrücken keine Sandanreicherung mehr, wie bei Cirey im SW oder bei Wasselnheim und untergeordneter bei Emmendingen und Lahr in Baden im SO, oder wie sehr allgemein auch im preußischen Saargebiet im N.

So unterscheiden wir gegen den mittleren Teil des unteren Muschelkalks zu ein südlicheres und westliches Gebiet des Sandreichtums von einem sandarmen nordwestlichen Bereich. Ersteres ist schwer schärfer zu gliedern, letzteres viel besser bis in so feine Einzelheiten, wie sie Schumacher auf größere Erstreckung hin feststellen konnte.

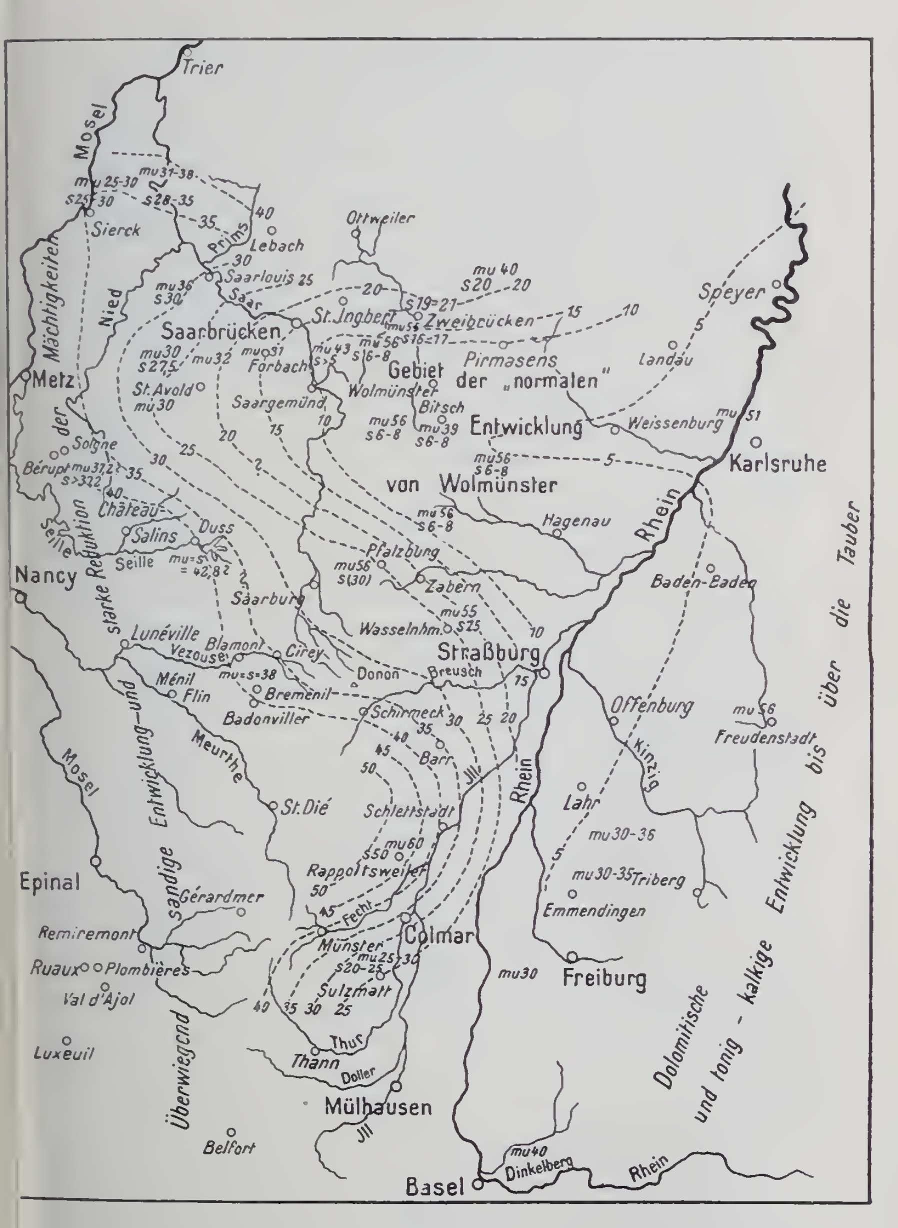

Trier
Mosel
Sierck
Prims
Lebach
Ottweiler
Saarlouis
Saar
Saarbrücken
St. Ingbert
Zweibrücken
Speyer
Landau
Pirmasens
Gebiet der „normalen" Entwicklung von Wolmünster
Metz
Nied
Forbach
St. Avold
Saargemünd
Wolmünster
Bitsch
Weissenburg
Karlsruhe
Solgne
Château-Salins
Duss
Seille
Nancy
Hagenau
Rhein
Pfalzburg
Zabern
Saarburg
Baden-Baden
Wasselnhm.
Straßburg
Lunéville
Blamont
Vezouse
Cirey
Donon
Breusch
Ménil Flin
Bremenil
Badonviller
Schirmeck
Offenburg
Freudenstadt
Barr
Meurthe
St. Dié
Schlettstadt
Jll
Lahr
Kinzig
Rappoltsweiler
Epinal
Gérardmer
Triberg
Emmendingen
Fecht
Colmar
Münster
Remiremont
Ruaux
Plombières
Val d'Ajol
Sulzmatt
Freiburg
Luxeuil
Thur
Thann
Doller
Mülhausen
Belfort
Basel
Dinkelberg
Überwiegend sandige Entwicklung und starke Reduktion der Mächtigkeiten
Dolomitische und tonig - kalkige Entwicklung bis über die Tauber

Fig. 1.

2. Paläogeographisches.

Zur Erläuterung und Erklärung der durch die Stratigraphie gebotenen Daten habe ich eine Kartenskizze entworfen. Denkt man sich die Unterfläche des unteren Muschelkalks überall der Geoid-Fläche parallel liegend, so kann die wellige Oberfläche, welche durch das Heraufreichen der sandigen („Muschelsandstein")-Entwicklung im Profil gegeben ist, in ihrer Lage durch Höhenkurven dargestellt werden. Ich wählte 5 m-Kurvenabstände und konstruierte so nach den erreichbaren Angaben die Fläche. Es gelang über Erwarten gut, denn die örtlichen Feststellungen schließen sich leicht zu einem großzügigen Bild zusammen. Nur nordwestlich und westlich von Saarburg hindert die verhüllende Decke eine größere Sicherheit. Unangenehmer war die nicht selten beträchtliche Unbestimmtheit der oberen Sandgrenze, welche manche Verschiebung der Kurven im einzelnen bedingen kann. Das Bild im ganzen aber wird dadurch kaum beeinträchtigt. Nach W zu fehlen bald die Angaben wegen der zunehmenden Überdeckung. Doch lassen sich in dieser Richtung deutlich zwei Merkmale erkennen: einmal die wohl durchweg gänzlich sandige Entwicklung, die auch den Dolomit zurückdrängt und noch teilweise bis in den mittleren Muschelkalk heraufgeht, und dann eine zunehmende Reduktion der Mächtigkeiten, die zugleich stärker zu schwanken beginnen. Wo diese Reduktion einsetzt, hören unsere Höhenkurven nach W zu auf.

Wir überschauen nun ein überraschend einfaches Bild: die dolomitische und tonig-kalkige Entwicklung von Württemberg reicht unbekümmert um den heutigen Schwarzwald im S über den Rhein bis in das Elsaß und ebenso dringt sie westlich Karlsruhe wohl weit im Unterelsaß vor. Hier geht sie über in das Gebiet der „normalen", durch Schumacher wohlbekannt gewordenen Entwicklung von Wolmünster, dessen Grenze sich nach W bis Saargemünd vorwölbt und über die Straßburger Gegend nach dem Rhein zurückbiegt. Nun steigen gegen N und W die Sandmächtigkeiten flacher oder weniger flach an bis sie im Bereich der Hochvogesen wohl 50 m erreichen. Zwischen Badonviller und Metz genügen die Anhaltspunkte nur zur annähernden Führung der 40 m-Kurve, die auch südlich Trier noch dargestellt werden kann. Jenseits davon aber herrscht der rein sandige untere Muschelkalk und zugleich zeigen die wenigen Daten eine allgemeine Mächtigkeitsabnahme an.

Welche paläogeographische Schlußfolgerungen und Erwägungen erlaubt unser Bild?

Längst ist erkannt, daß die sandige Entwicklung, die Muschelsandsteinfazies, dem sandliefernden Festland im W des germanischen Muschelkalkmeeres zuzuschreiben ist. Wir wollen einmal die Einzelheiten ins Auge fassen, zunächst in der Nähe der Küste.

Sehr konstant im großen Rahmen ist die Sandzufuhr und die mit ihr zusammenhängende Erscheinung der Tierverbreitung und der geringen petrographischen und faunistischen Unterteilbarkeit des Profils. Sie ist daher nicht etwa mit rasch wechselnden Transportkräften zu erklären, wie es wohl wechselnde Meeresströmungen im freieren Meer oder im Bereich von Flußdeltas die örtlichen Strömungen wären. Wir sehen auch keine größeren Einzel-Vorwölbungen der Sandmassen lappenartig vorspringen, welche als Deltas das Einmünden großer sandliefernder Flüsse beweisen würden. Daß aber irgendwo Flüsse eingemündet haben, beweist der Sand. Oder sollte die Brandung allein an einer vielleicht nördlich gelegenen Steilküste den Sand bereitet haben?

Jedenfalls bleibt als wahrscheinlichste Deutung übrig, daß an unserem Küstengebiet eine recht bedeutende Küstenversetzung herrschte, die eine schärfere Deltabildung nicht zur Geltung kommen ließ, sondern den gelieferten Festlandssand gleichmäßig als breiten Saum in dem flachen Küstengewässer verteilte. Nur die nach den spärlichen Angaben wahrscheinlichen lokalen Kurvenerweiterungen bei Saarburg oder westlich Saargemünd (vgl. die Skizze!) könnten vielleicht mit örtlichen Meeresströmungen zu tun haben.

Wir entnehmen aus unserem Bild die Tatsache eines nahen westlichen und nordwestlichen Festlandes und nicht das Vorhandensein von zwei solchen im N und im S, wie dies van Werveke in einer schönen zusammenfassenden Arbeit (Erläuterungen zu Blatt Saarbrücken 1 : 200 000. 1906. p. 156) nach den damaligen Daten anzunehmen scheint. De Lapparent hat in einer Mitteilung über die geologische Geschichte der Vogesen (Bull. soc. géol. de France, 3. sér. Bd. 25. 1897. p. 10) die Festlandsküste ziemlich weit im W vermutet und ausgesprochen, daß Inseln von grès bigarré in der Mitte des Vogesenmassivs den Sand des Muschelsandsteins geliefert hätten. M. E. fehlen Anhaltspunkte für eine solche Annahme; größere Inseln müßten jedenfalls Unregelmäßigkeiten in unsere Höhenkurven gebracht haben. Das Nächstliegende bleibt die Annahme bedeutender Küstenströmungen durch vorwaltend nördliche oder südliche Winde, welche Verhältnisse schufen, wie sie heute etwa der deutsche Ostseestrand unter der Wirkung vorherrschend westlicher Winde zeigt.

Die markanteste Erscheinung ist die S-förmige Krümmung der Höhenkurven, welche im N als eine weit nach W vorspringende Bucht das „normale" Faziesgebiet von Wolmünster umrahmt. Nur zwischen Château Salins und der Saar könnten die Kurven, die auf den Bohrergebnissen von Duß beruhen, später einmal eine Verschiebung etwas gegen SW erfahren. Daß tieferes, ruhiges Wasser die normale Fazies sedimentierte, schließen wir aus den Absätzen. Daß diese Wasserruhe nicht etwa einer östlich vor-

gelagerten Insel zu verdanken ist, entnehmen wir aus dem Charakter der sandfreien Sedimente in jener Richtung, wie auch aus der Lage in einer deutlichen Sandbucht, die für uns Anzeichen einer Bucht des entfernteren Festlands ist.

Ich glaube nicht, daß die größten Mächtigkeiten des Buntsandsteins, welche fast im gleichen Gebiet nach van Werveke eine variscisch gerichtete Muldenlinie darstellen, bereits unsere O—W-Bucht vorgezeichnet haben. Auch die NO-streichende Linie der Saargemünd—Pfälzer Mulde liegt weiter nordwestlich und schräg. Will man überhaupt versuchen, den buchtenförmigen Küstenverlauf tektonisch zu erklären, so wird man wohl noch am ehesten an die O—W-Synklinale bzw. -Antiklinale von O. M. Reis im Nordpfälzer Gebiet denken müssen.

Von der Vogesen-Schwarzwald-Masse lassen unsere Kurven noch nichts wahrnehmen; man wollte denn ihre starke Vorwölbung, welche zwischen St. Dié und Schlettstadt nötig erscheint, sowie die besondere Sandmächtigkeit bei Rappoltsweiler

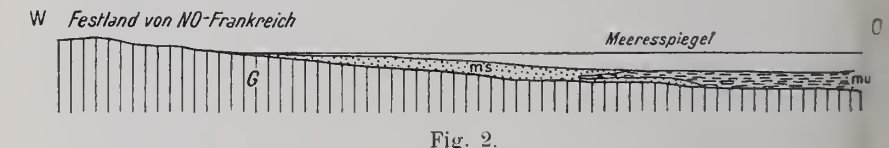


Fig. 2.

irgendwie mit dem ersten Beginn einer Vogesen-Aufsattelung im W in Zusammenhang bringen. Im allgemeinen dürfte aber das Festland bis weit hinein recht flach gewesen sein. Die gleichmäßige Zusammensetzung des Sandes, welcher in seinen Bestandteilen nichts anderes Anstehendes verrät, als Buntsandstein oder Rotliegendes, sein gleichmäßig feineres Korn sprechen ebenso gegen höhere, stärker zerschnittene Aufwölbungen, wie der Mangel erkennbarer Deltabildungen. Diese Annahme bestätigen ja auch die Erfahrungen über die merkwürdig rasch und vollständig vor sich gegangene Zuschüttung des variscischen Gebirges.

Man würde natürlich fehlgehen, wollte man unsere Kurven etwa als Höhenkurven des einstigen Meeresbodens ansehen. Wohl erlaubt die großzügige Regelmäßigkeit der in der Skizze natürlich schematisch wiedergegebenen Verhältnisse den Schluß, daß im großen ganzen die sandarme bis sandfreie Fazies in tieferem, die Sandfazies in flacherem Wasser zum Absatz gelangte, und die Regelmäßigkeit gestattet sogar gegen W einen annähernd den Kurven parallelen Küstenverlauf anzunehmen. Als besonders geeignet für die Erschließung des ungefähren, allgemeinen Küstenverlaufs erscheint die Zone, in der die größte Sandmächtigkeit vorliegt. Diese dürfte abhängig sein von der Reichweite der

gewöhnlich sandtransportierenden Strömungskräfte, somit bis zu einem gewissen Grad von der Strandnähe.

Wir nehmen eine Lagerung an, wie sie in dem schematischen Profil Fig. 2 angedeutet ist für die Zeit des jüngsten Untermuschelkalks. 40—50 km breit ist die Sandfazies allein östlich des Maximums ihrer Mächtigkeit. Auch diese große Breite, zu der noch eine unbekannte Strecke der Reduktion bis zum Strand hinzukommt, deutet auf ein sehr flaches Festland. Nur an einem solchen ist ja gewöhnlich die Sandzone breit, während sie sich z. B. am Rand des Mittelmeeres bei steiler ansteigender Küste rasch verschmälert. Von den bekannteren Küstenstrecken kann man wohl am ehesten die atlantische Küste des südlichen Frankreichs zum Vergleich heranziehen. Das Sandlager ist hier am Fuß der Pyrenäen „10 km breit, bei Arcachon 20 km, und gegenüber der Mündung der Garonne erreicht es eine Breite von 120 km“ (J. Walther, Lithogenesis. p. 873).

Je nach den örtlichen Strömungsverhältnissen reicht der Sand in heutigen Meeren bis in eine Wassertiefe von 15—50, ja 150 m herab. Bei der dem Muschelkalk vorangegangenen langdauernden und wohl höchst vollkommenen Zuschüttung bzw. Einebnung allen Reliefs werden wir es mit sehr ebenen Flächen auch am Meeresboden zu tun haben, und diese Ebenheit und große Strandferne von vielleicht 80 oder 100 km machen im Zusammenhalt mit heutigen Verhältnissen ein Hinabgehen des Sandes bis in vielleicht 100 m Tiefe wahrscheinlich.

Weniger läßt sich über die küstenferneren Strecken sagen.

Eine starke Mächtigkeitsabnahme gegen SO fällt auf. Bei Lahr—Emmendingen und Hartheim—Ehrenstetten rechnet man 30—36 m, bei Sulzmatt 25—30 m, im Dinkelberg 40 m gegenüber den sonst gewöhnlich 55, ja 60 m erreichenden Mächtigkeiten. Im N und NW findet eine gleiche Abnahme der Gesamtmächtigkeit statt. Hier dürfte die größere Küstennähe der Grund sein; im SO aber ist ein anderer Grund anzunehmen. Wie im Buntsandstein, wird man auch im Muschelsandstein zur Annahme untermeerischer Heraushebungen veranlaßt. Sie hängen wohl zusammen mit der südlichen Festlands-Vorwölbung. Vielleicht liegen hier schwache Anzeichen vor für eine Hebung der südöstlichen Vogesen-Schwarzwaldmasse.

Jedenfalls wird gegen SO die Führung unserer Kurven problematisch. Hier im Grenzgebiet des Sandes hält sich der Sandgehalt nicht mehr so eng an die untere oder obere Abteilung. Er findet sich mit Glimmer, der am weitesten in das Becken hinausschwebte, da und dort eingestreut und die Lage unserer 5 m-Kurve im Bereich des Rheins wird sehr unsicher. Solche Verhältnisse sind bei Lotungen in den Grenzgebieten zwischen Schlamm und

Sand auch am heutigen Meeresboden die Regel. Die petrographische Fazies verzahnt sich.

Bemerkenswert ist, daß die Verfolgung des Sedimentbestandes im großen ein Gesetz zu erschließen scheint. Nähern wir uns vom hohen Meer dem Festland, so gelangen wir aus dem Kalkbereich in den schmalen des Dolomits und darauf in den des Sandes. Zonenartig, wenn auch an den Rändern vielfach stark übereinandergreifend, ordnen sich diese Gebiete längs des Hauptküstenverlaufes an. Diese räumliche Anordnung entwickelt sich allmählich in den Profilen. An der östlichen Schwarzwald-Abdachung herrscht unten der Wellendolomit, oben der Wellenkalk; in dem küstennäheren W herrscht dafür unten Sand, darüber Dolomit und noch näher dem Ufer haben wir auch oben Sand. Nur im W findet sich noch eine Sandeinstreuung über den roten Tonen des mittleren Muschelkalks. Berücksichtigt man, daß der obere Buntsandstein im betrachteten Gebiet allgemein vorwiegend sandig ist, so übersehen wir in drei von W nach O geordneten, schematischen Profilen folgenden Faziesgang:

W (NW)	mu	Sand	Dolomit	Kalk	O (SO)
		Sand	Sand	Dolomit	
	so	Sand	Sand	Sand	

Diesem allgemeinen Vordringen des Meeres, welches wir hier erkennen, trat vorübergehend während der Lebenszeit der *Myophoria orbicularis* ein Sandvorstoß entgegen.

Der Tongehalt spielt da und dort bald eine größere, bald eine geringere Rolle. Natürlich mischt er sich mehr dem Sediment des tieferen, ruhigeren Wassers bei, so daß man von der „kalkigtonigen" Fazies im O spricht. Dagegen sehen wir die rote Eisenoxyd-Färbung an die Nähe des westlichen Festlands geknüpft, die grauen und weißlichen Farben an das tiefere Becken und vielleicht haben wir zugleich eine Zunahme des Salzgehalts im Wasser gegen O zu. Wie weit solche Schemata etwa im Bereich der ganzen germanischen Trias erkennbar sind, kann noch nicht übersehen werden. Auch nicht wie weit sich die Paläogeographie an ihrer Hand aufhellen läßt. Es ist über die Bildungsumstände eines roten oder grauen Tons, eines Sandes, Dolomits oder Mergels noch viel zu wenig bekannt.

Wieder einmal stehen wir bei einem Versuch, aus den beobachteten stratigraphischen Tatsachen paläogeographische Schlüsse zu ziehen vor der Schranke, welche man so vielfach fühlt, der man aber so wenig zuleibe geht: ich meine die Unkenntnis unserer heutigen Ablagerungen, der Bedingungen ihrer Bildung und der bezeichnenden Merkmale, die auch geologisch verwertbar sind. Wer weiß von einem etwaigen Maximum der Mächtigkeit

des Sandes einer solchen Küstenzone, wie sie sich zum Muschelsandstein im W dehnte? Welche Untersuchungen berichten von konstanten Entfernungen solcher Maxima vom Strand unter entsprechenden Bedingungen? Welche von den typischen, besonders von den erhaltbaren Faunenelementen in solchen Sanden und welche von den Salzen, von dem Dolomit- oder Kalkgehalt, die ursprünglich am Aufbau des Sediments teilnahmen? Wie selten sind Bohrungen im Flachseewasser, wie sie beispielsweise DEECKE von der Oderbank studieren konnte! Erst solche können zur Erklärung und sicheren Verwertung etwa der unendlich zahlreichen Mächtigkeits-Beobachtungen der Stratigraphie dienen. Nicht das Blättern im Buche der Erde allein, nicht das Beschauen, Beklopfen, Abmessen und Registrieren der Bänke, das Benennen und Klassifizieren der petrographischen und paläontologischen Reste allein ist ja doch Aufgabe und Ziel des Geologen. Zur Erschließung der Erdgeschichte gehört auch Verständnis dessen, was dem Hammer und den anderen üblichen (spärlichen) Instrumenten erreichbar ist; und solches Verständnis kann uns auch nicht durch weitgehende Spekulation werden, sondern allein durch das eingehende Studium der heutigen Begebenheiten auf der Erde.

Über eine neue Faunula im Juragebiet der deutsch-ostafrikanischen Mittellandbahn[1].

Von **Hans Reck** in Berlin.

Mit 3 Textfiguren.

Der Mittellandbahnjura wurde erstmals durch HENNIG's[2] schöne, stratigraphisch-geologische Arbeiten und Zusammenfassungen früherer Beobachtungen in geschlossenem Zusammenhang näher bekannt. Nach ihm konnte ich selbst die fragliche Gegend noch mehrmals bereisen und hoffe meine ergänzenden Beobachtungen und Aufsammlungen im Verein mit HENNIG's bevorstehender paläontologischer Bearbeitung des Gesamtmaterials darstellen zu können.

Dieser größeren Arbeit möchte ich hier jedoch die Mitteilung einer kleinen Jurafauna vorausschicken, weil sie mir in paläontologischer wie stratigraphischer Hinsicht von besonderer Bedeutung zu sein scheint.

---

[1] Die Bahn hieß ursprünglich „Zentralbahn“ und wird von HENNIG noch so genannt: ihr Name wurde jedoch später offiziell in „Mittellandbahn“ umgeändert.

[2] Geologisch-stratigraphische Beobachtungen der Jura-Ablagerungen an der deutsch-ostafrikanischen Zentralbahn. Archiv für Biontologie. Berlin 1913. p. 51—72.

Fig. 1. Das Braunjuraprofil der Mittellandbahn in Deutsch-Ostafrika bei km 139,5—139,75.

139,6

-7

-7,5

Sie stellt nämlich die tiefste und daher älteste bekannte Faunula des Gebietes dar und bestätigt und erweitert HENNIG's Erstmitteilung von unterem Dogger in der Kolonie, zu dem er die Kidugallokalke sowohl nach ihrer Lage unter mittlerem braunem Jura wie nach ihrer Fossilführung stellt. Da es sich bei Kidugallo vor allem um *P. personatus* handelt, wären seine Kidugallogesteine als Braunjura β anzusprechen.

Das Liegende der Serie blieb unbekannt, da in HENNIG's Profil auf die letzt beobachteten sandigen Kidugallo k a l k e bei km 138,7 eine weite Lücke folgt, jenseits der erst bei km 142,4 neben tektonischen Störungen wieder sandige Schieferletten und S a n d s t e i n e auftreten, deren Alter infolge ihrer Fossilleere bisher verschieden gedeutet wurde.

Diese Lücke füllt ein zur Zeit meiner Anwesenheit an der Bahn bei km 139,5—139,75 klar erschlossenes Profil wenigstens teilweise aus. Die Schichten zeigen dasselbe Streichen und Fallen wie die Kidugallokalke bei 138,7; etwa 10—20° nach O—SO. Anzeichen einer Störung oder eines Verwurfes zwischen beiden Punkten konnten nicht festgestellt werden. Die Lagerung scheint also eine ungestörte zu sein. Dafür spricht auch der in der fraglichen Strecke sich zeigende und allmählich vollziehende Übergang von den hangenden, vorherrschend kalkigen Schichten zu den liegenden kalkarmen Sandsteinen, deren basale Teile wenig weiter westlich sogar vielfach in grobkonglomeratischer Ausbildung die unmittelbare Nähe der alten Festlandküste verkünden.

Diese Konkordanz der ganzen Schichtfolge von km 138,7—149 am Gneisrand ist nun zwar schon stets betont worden, sowohl von FRAAS wie von HENNIG. Aber bei dem wiederholten Auftreten von Verwerfungen und bei den durch mangelhafte Aufschlüsse stark beeinträchtigten und lückenhaften Beobachtungen doch m. E. noch nicht einwandfrei erwiesen. Wie leicht könnte hier eine auch nur geringe Diskordanz, die bei der allgemeinen flachen Lagerung des Gebirges doch großen Zeitlücken entsprechen könnte, übersehen worden sein. Und gerade hier ist diese Frage der Konkordanz von besonderer Bedeutung, weil sie maßgebend sein muß für unser Urteil darüber, ob an der Zentralbahn noch Karru

ansteht oder nicht. Das Karru des Rufidjigebietes, auch großenteils Sandsteine verschiedenen Korns führend, und z. T. mit bestimmbaren Pflanzenresten und Kohlenschmitzen durchsetzt, die Potonié mit Vorbehalt einer möglichen Rhät-Lias-Flora zuschrieb, ist im unfernen südlichen Ostuluguruvorland noch weit verbreitet. Es kann daher nicht überraschen, daß Fraas geneigt war, die liegendsten Kalksandsteine und Sandsteine des Zentralbahnprofils dieser Karruserie anzuschließen, worin ihn das nicht seltene Vorkommen verkohlten Holzes und kohliger Einschlüsse in den Kidugallosandkalken des unteren Doggers bestärkt haben mag. Wenn Hennig sich anfänglich auf Grund des Fehlens beobachteter Diskordanzen dagegen aussprach und in einer späteren einschränkenden Bemerkung [1] Karru im Oberflächenbilde des Bahnprofils höchstens im Sinne von kontinentalem Lias anerkennen wollte, so glaube ich diese seine Ansicht durch das hier mitgeteilte Profil stützen zu können. Streng beweisend ist es auch nicht. Vielmehr gemahnt die Feststellung einer weiteren Verwerfung gerade in diesem Profil [2] in so relativ großer Entfernung vom Hauptabbruchsrand des Gneishinterlandes zum sedimentären Vorlande eher zu noch größerer Vorsicht.

Aber die petrographische Zusammensetzung und Folge der hier zu beobachtenden Schichten läßt doch einen organischen Übergang aus der Kalk- in die Sandfazies erkennen und legt damit auch die genetische Zusammengehörigkeit des ganzen Komplexes nahe.

Auch paläontologisch schließt das Profil sich wenigstens bis km 139,5 sicher eng an das Hangende an, ohne Anhaltspunkte zu geben, daß das Liegende des Fossilhorizontes genetisch durch eine Lücke von ihm getrennt sei.

Die Fauna selbst, die aus einer dunkelgrauen, sandig verunreinigten, mit tonigen Partien stark durchsetzten, wulstig-knotigen Kalkbank stammt, deren kalkige Teile sich durch große Härte auszeichnen, zeigt die nachfolgende Zusammensetzung, deren Bestimmung ich Herrn Kollegen Dietrich verdanke:

Ostrea sp.

Gervilleia sp. Gruppe der *G. ferruginea* Ben.

" sp. " " *G. acuta* Sow.

Perna sp.

Ähnlich *P. mytiliformis* Schlippe, aber Einbiegung der Vorderseite stärker; an *P. isognomonoides* St. erinnernd.

---

[1] Paläogeographie des afrikanischen Mesozoicums. Branca-Festschrift 1914. p. 108—111.

[2] Die Sprunghöhe der Verwerfung ist unbekannt. Doch dürfte sie nicht sehr bedeutend sein. Dies scheint mir weniger aus den geringen Schichtstörungen hervorzugehen, da es sich ja um einen Zerrungsbruch handelt, als daraus, daß beide Flügel in derselben Zone sandig-lettiger Gesteine mit kalkigen Einschaltungen stehen geblieben sind, welche gerade hier auf nur relativ kurze Strecke charakteristisch sind.

Trigonia sp. Gruppe der *Tr. costata*.

Astarte sp.

Mäßig schief, eher flachschalig als gewölbt, gleichmäßig stark berippt. Zwischen *A. elegans-opalina* Qu. einerseits und *A. Münsteri* K. et D. *-depressa* andererseits stehend.

? *Nuculana* sp. (Schloß nicht beobachtet.)

Cypricardia cf. *franconica* Waag. (aus der Zone der *Sonninia Sowerbyi*).

Cypricardia sp.

Dietrichia parvula n. g. n. sp.

L. 24 mm. H. 13 mm, D. 14 mm.

Schloß mit 3 Kardinalzähnen jederseits, kein hinterer Lateralzahn; gewölbt, ungleichseitig. Vorderrand gerade abgestutzt, große Lunula. Wirbel klein, sich berührend. Schale fein konzentrisch gerippt; die Rippung wird am Unterrand gröber.

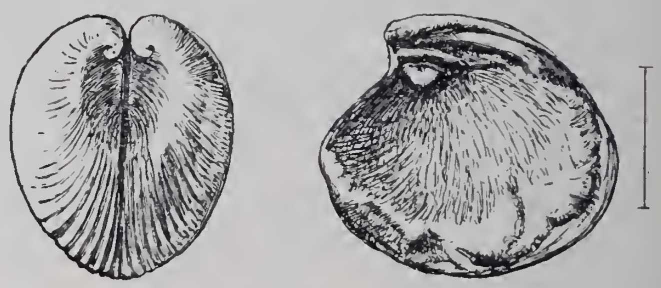


Fig. 2. *Dietrichia parvula* n. g. n. sp.
Unt. Braunjura. Mittellandbahn D.-O.-A. Vergr. etwa 1,8 ×.

Von *Cypricardia*, *Pseudotrapezium* und ähnlichen Formen scheidet sie schon das Schloß, von *Pronoella* die Abstutzung der Vorderseite und die tiefe Lunula.

Schon Benecke betont, daß derartige mesozoische Cypriniden generisch neu benannt werden müssen. Meinem langjährigen Mitarbeiter und Kollegen am hiesigen Museum Herrn Dr. W. O. Dietrich zu Ehren nenne ich die Gattung *Dietrichia*, die Art *parvula*.

Neritodomus subkidugallensis n. sp.

H. 5—6 mm. Br. 6—7.

Eine glatte Art mit drei rasch anwachsenden Umgängen.

Trochus sp. ind.

? *Eulima* sp. ind.

Die Fauna ist charakterisiert durch das häufige Auftreten von Cypriniden zusammen mit schmalen, sehr schiefen und mit breiten, wenig schiefen Gervillien.

Dazu kommen Astarten und kleine costate Trigonien. Von Neriten gibt auch Menzel[1] eine „*Nerita* sp." von Kibwendere am Ngerengere an. Die Fauna zeichnet sich durchweg durch kleine Formen aus.



Fig. 3. *Neritodomus subkidugallensis* n. sp. Unt. Braunjura. Mittellandbahn D.-O.-A. Vergr. etwa 3 ×.

Diese Faunenzusammensetzung ließ Herrn Dietrich aus rein paläontologischen Gesichtspunkten ohne jede Berücksichtigung der örtlichen Verhältnisse bereits zu folgendem Schluß kommen:

„Derartige Zweischalervergesellschaftungen beobachtet man zwar im ganzen Dogger, aber wenn man die Cypriniden besonders berücksichtigt, muß man sich nach Analogie mit ihrem Auftreten im europäischen Dogger und mangels sonstiger Leitfossilien für unteren Dogger entscheiden. Genauere Altersangaben, ob tieferer oder höherer Unterdogger lassen sich nicht machen. Man kann nur vermuten, daß das Faunenfragment aus älterem Bayeux stammt."

Einen weiteren Altershinweis gibt aber hier die Stratigraphie:

Die Fauna unterlagert konkordant Hennig's unteren Dogger β, dessen Fauna hier, von wenigen Ausnahmen abgesehen, nur aus vereinzelt vorkommenden Pectiniden zu bestehen scheint. Diese Fauna ist hierdurch als sehr arten- und individuenarm gekennzeichnet.

Die hier beschriebene Fauna ist auch artenarm, wenn auch nicht so ausgesprochen wie jene. Sie ist aber durchaus individuenreich; denn die Fossilien drängen sich vielfach in nennenswerter Zahl, oft auch nur in Bruchstücken, in einem Handstück zusammen. Sie sind vornehmlich an die kalkig harten Partien der Schicht gebunden. Ihre Erhaltung ist fast durchweg schlecht, ihre Präparation sehr schwierig, weshalb in den meisten Fällen Speziesbestimmungen nicht möglich waren. Immerhin ist das Gesamtbild der Fauna klar genug, um aufzuzeigen, daß sie gegenüber der Kidugallofauna einen durchaus abweichenden, selbständigen Charakter hat, so daß sie sicher nicht mit ihr zusammengezogen werden kann.

Mir will die Mächtigkeit der unter dem Kidugallohorizont liegenden Gesteine nicht so unbedeutend scheinen wie Hennig. Tritt man doch von O nach W stetig in immer ältere Schichten ein, während von km 145 an die Umkehr des Schichtfallens bis zum Gneisrand möglicherweise keinen neuen Horizonten mehr hervorzutreten gestattet. Bis km 145 aber, also mindestens auf eine Strecke von über 6 km, ist mit einem durchschnittlichen Ostfallen von mindestens 10° zu rechnen, wobei noch zu beachten

[1] Dantz, Reisen in Deutsch-Ostafrika 1898—1900. Mitteil. a. d. deutsch. Schutzgeb. 1902. p. 41.

ist, daß das Bahngefälle, also die Basis des Aufschlusses, sich zur Ngerengeresenke fortschreitend abwärts neigt und bei km 139,6 — möglicherweise auch weiterhin noch wiederholt (vgl. HENNIG's Beobachtung bei km 143,6) — Verwerfungen vorkommen, deren Ostflügel in dem hier dargelegten Profil abgesunken sind. Nach HENNIG[1] liegen Kidugallo bei km 137,7 in 230 m, km 138,7 in 213 m, km 139,5—7 in 196 m Höhe.

Ich meine daher rein stratigraphisch, daß unter obigen Voraussetzungen selbst schon zwischen der Pectinidenfauna HENNIG's und der neuen Cyprinidenfauna, also zwischen km 137,7 und km 139,6 ein so ansehnliches Schichtpaket abgelagert sein muß, daß seine Ablagerungsdauer auch eine nennenswerte zeitliche Trennung der beiden Faunen bedingt.

Ist aber HENNIG's Kidugallohorizont in der Tat Dogger β — und das scheint gesichert —, so fügt diese neue Fauna nicht nur HENNIG's Erstbeobachtung einen zweiten unteren Doggerfundpunkt in der Kolonie hinzu, sondern sie gehört gleichzeitig in noch tieferen Dogger und rückt damit schon hart an die Liasgrenze heran.

Neuere Funde von Wirbeltieren, besonders Säugetieren im Tertiär und Pleistocän der Iberischen Halbinsel.

Von **M. Schlosser.**

Unsere Kenntnisse von dem Vorkommen von Wirbeltieren, namentlich Säugetieren im Tertiär von Spanien und Portugal waren bis vor kurzem äußerst dürftig. Um so erfreulicher ist es, daß auch dort in den beiden letzten Dezennien die Forschung einen bedeutenden Aufschwung genommen und auch schon recht viele schöne Erfolge erzielt hat. Leider sind jedoch, weil die Veröffentlichungen in wenig verbreiteten und in Deutschland wenig bekannten Denkschriften erfolgten, diese Resultate bei uns lange nicht so bekannt, wie sie es verdienten.

Der gütigen Vermittlung des Herrn Prof. Dr. HUGO OBERMAIER in Madrid verdanke ich nun eine Anzahl solcher Publikationen, aus welchen einen kurzen Überblick zu geben ich für keineswegs überflüssig halte. Anstatt jedoch über die verschiedenen Abhandlungen einzeln zu referieren, ziehe ich es vor, diese Berichte in der Form einer zusammenfassenden Mitteilung zu veröffentlichen, weil sie auf diese Weise doch weniger leicht in Vergessenheit geraten als das bei den gewöhnlichen Referaten der Fall ist.

[1] Persönliche Mitteilung, vgl. auch sein Profil l. c. 1913. Taf. II, 2.

Für unsere Zwecke kommen folgende Abhandlungen in Betracht:

DEPÉRET, CHARLES: Los vertebrados del Oligoceno inferior de Tárrega, Prov. de Lérida. Memorias de la Real Academia de Ciencias y Artes de Barcelona. III. Época. Vol. V. Barcelona 1906. 27 p. 2 Taf.

ROMAN, FRÉDÉRIC: Le Néogene continental dans la Basse Vallée du Tage (Rive droite). Mémoires de la Commission du Service géologique du Portugal. Lisbonne 1907. 88 p. 5 Taf.

HARLÉ, EDUARD: Les mammifères et oiseaux quaternaires connus jusqu'ici en Portugal, mémoire suivi d'une liste générale de ceux de la Péninsule Ibérique. Communicações do Serviço geologico de Portugal. T. VIII. Lisbonne 1910. 85 p. 5 pl.

PACHECO, EDUARDO HERNÁNDEZ: Con la colaboracion de JUAN DANTÍN CERECEDA. Geologia y Paleontologia del Mioceno de Palencia. Comision de investigaciones paleontológicas y prehistóricas. Instituto Nacional de Ciencias fisico naturales. No. V. Madrid 1915.

— Los Vertebrados terrestres miocenos de la Peninsula Ibérica. Memorias de la R. Sociedád Éspañol de Historia Natural. Tomo IX. Madrid 1914.

BATALLER, J. R.: Mamiferes fossils de Catalunya. Publicacions del Institut de Ciencies. Barcelona 1918. 152 p 22 Taf.

DUPUY DE LÔME, D. E. y D. C. FERNANDEZ DE CALEYA: Nota acerca de un yacimiento de mamiferos fosiles en el Rincón de Ademuz. Valencia. Boletin del Instituto Geológico de España. 1919. Tomo XXXIX. 289 p. 62 Taf.

Ich werde die spanischen Faunen in der Reihenfolge ihres geologischen Alters besprechen und ihnen die Aufzählung der Funde in Portugal folgen lassen.

Eocän.

PACHECO erwähnt in seiner großen Arbeit, daß MIQUEL bei San Morales, in der Nähe von Salamanca *Paloplotherium minus* und *Xiphodon gracile* gefunden hat. Er selbst konnte bei Corral nächst Zamorra das Vorkommen von *Lophiodon, Schizotherium* und *Crocodilus Rollinati* feststellen.

Oligocän.

Über die Funde von oligocänen Wirbeltieren verdanken wir DEPÉRET folgende Angaben:

Die Stadt Tárrega, am rechten Ufer des Rio Cervera, der in den Segre mündet, liegt in der Provinz Lérida, westlich von Barcelona. Im Osten dieser Stadt werden in einem großen Steinbruch Platten gewonnen, deren Liegendes graue Molasse und rötliche Mergel sind. Fast ganz oben enthält eine Lage in den hangenden mergeligen Schichten zwischen zwei Kalkbänken Abdrücke von Fischen und Pflanzen. Durch VIDAL wurde der Besitzer Clua veranlaßt, diese Tierreste zu sammeln, welche dann nebst

dem schon im Museum von Barcelona vorhandenen Materiale Depéret zur Bearbeitung übergeben wurden. Von Pflanzen konnten nachgewiesen werden:

Anoecstomeria — *Leucotheca (Andromeda) protogaea* Ung.
Sabal Lamanonis Brgt. — *Myrica acuminata* Ung.
Cinnamomum lanceolatum Ung.

Die Mollusken sind: *Limnaea longiscata* Brgt. var. *ostrogallica* Font., *Planorbis* Gruppe des *cornu* und *Planorbis polycymus* Font.

Die Wirbeltiere bestimmte Depéret als:

Prolebias aff. *Oustaleti* Sauvage
Chrysemys Lachati Sauvage
Trionyx sp.
Diplocynodon sp.
Brachyodus Cluai Depéret n. sp.
Theridomys siderolithicus Pict. var. *major*
Amphicyonide, Hinterfuß
Plesictis Filholi Depéret n. sp.

Brachyodus Cluai n. sp. ist durch mehrere Schädel und Unterkiefer vertreten, dagegen fand sich kein einziger zu dieser Art gehöriger Extremitätenknochen. Die Gesichtspartie und die Kiefer sind im Verhältnis viel kürzer als bei *Ancodus* und sogar kürzer als bei den lebenden Schweinen. Am ähnlichsten ist in dieser Hinsicht die lebende Gattung *Dicotyles*. Das Hinterhaupt springt nach hinten etwas vor wie bei *Ancodus* und *Palaeochoerus*, bleibt jedoch viel niedriger als bei allen Schweinen. Die Profillinie steigt von der Nasenspitze bis zum Hinterhauptsende nur ganz wenig und ziemlich gleichmäßig an wie bei *Ancodus*, zeigt aber im Gegensatz zu diesem an der Stirne eine schwache Wölbung. Der Nasenausschnitt ist ziemlich hoch, und etwas länger als bei *Dicotyles* und wie bei diesem springen die Nasenbeine etwas vor, während sie bei *Ancodus* von der Seite nicht sichtbar sind. Rückwärts reichen sie bis zur Augenhöhle wie bei *Dicotyles* und *Anoplotherium* und stoßen hier direkt an die Stirnbeine. Mit den lebenden Schweinen hat *Brachyodus* die beiderseits der Nasenbeine, von der Augenhöhle bis nahe an die Nasenöffnung verlaufende Rinne gemein. Wie bei *Anthracotherium* sind die Augenhöhlen viel weiter als bei den Schweinen, dagegen besitzt *Brachyodus* ebenso wie *Dicotyles* einen ungegabelten hohen Scheitelkamm, der sich erst am Hinterhaupt teilt und dann in den Occipitalkamm übergeht. Die Ränder des langgestreckten Gaumens verlaufen nahezu parallel wie bei den Schweinen. Das Hinterende der Nasenhöhle erstreckt sich noch etwas über den letzten Molaren hinaus. Die ziemlich schlanken Jochbogen beginnen oberhalb des 1. oder 2. Molaren und verlaufen fast parallel wie bei den Schweinen, während sie bei *Ancodus* divergieren und eine weite runde Schläfengrube einschließen. Die Gelenkgrube ist wie bei allen Anthracotheriiden flach und fast ebenso lang wie breit, bei den Suiden ist sie zwar flach, aber schräg gestellt. Die Länge des Unterkiefers kommt der von *Dicotyles*

ungefähr gleich, dagegen ist seine Höhe viel geringer und die Symphyse reicht nur bis nahe an den zweiten anstatt bis zum dritten Prämolar. Der Unterrand des Kiefers ist unterhalb des Kronfortsatzes etwas ausgeschnitten Letzterer entspringt hinter dem letzten Molaren und sein Vorderrand steigt nur wenig schräg an, der Hinterrand des Eckfortsatzes erscheint etwas abgestutzt. Ähnlicher als der Schädel von *Ancodus*, der sich namentlich durch die Länge der Kiefer und die gewölbte Stirn unterscheidet, ist jener von *Anthracotherium*. Die Unterschiede bestehen hauptsächlich in der Breite der Schnauze und in der Abwesenheit der Rinnen beiderseits der Nasenbeine. Auch hat *Anthracotherium* einen niedrigeren Unterkiefer, an dem auch der Unterrand viel weniger tief ausgeschnitten ist.

Bei der neuen *Brachyodus*-Art von Tárrega sind die Außenhöcker der oberen M noch nahezu konisch anstatt halbmondförmig und das Parastyl ist kräftig, sie nähern sich daher noch mehr jenen der Gattung *Anthracotherium*, wenigstens in dem ersteren Merkmal, auch ist der Umriß der oberen M nicht quadratisch, sondern mehr dreieckig infolge der längeren Außenseite fast wie bei *Dacrytherium*.

Was die Verbreitung der europäischen Arten von *Brachyodus* betrifft, so ist *Br. onoidens* Gerv. sp. die größte und jüngste Art im Bourdigalien von Eggenburg, Brüttelen und Orléanais. Ihm geht voraus *Br. borbonicus* Gerv., im Aquitanien von St. Pourcain sur Bebre im Bourbonnais, und als var. *minor* bei Pyrimont Challonges in Savoien. *Borbonicus* ist am häufigsten in Stampien von St. Henri bei Marseille. Der Vorläufer dieser Art ist *B. porcinus* Gervais im Stampien von Digoin, Saone et Loire, der schon im Sannoisien beginnt. Im Oligocän der Insel Wight kommt ein *Brachyodus* vor, welcher in der Mitte steht zwischen *borbonicus* und *porcinus*. *Brachyodus Cluai* stellt einen Seitenzweig dar. Der älteste Vertreter der Gattung ist *B. crispus* Gervais aus dem Ludien von Gargas. Im Bartonien von Robiac, Gard und von Mormont kommt sie nicht mehr vor, sie wird hier ersetzt durch das Genus *Catodus* mit der Art *robiacensis*, den Stammvater von *Brachyodus*. Im Lutétien von Egerkingen und Lissieu geht dieser Spezies *Catodus Rütimeyeri* voraus. Ältere Glieder des *Brachyodus*-Stammes, der sich wie kein anderer Säugetierstamm vom Lutétien bis in das Bourdigalien verfolgen läßt, sind bis jetzt nicht bekannt.

Die übrigen bei Tárrega gefundenen Wirbeltiere sind:

Theridomys siderolithicus Pictet Rasse *major*, womit *Vaillanti* Gervais von Gargas identisch ist. Diese Nager-Art gehört in die Gruppe des *gregarius*, welche durch viereckige Zähne charakterisiert ist, während die Gruppe des *Th. aquatilis* Pomel gerundete Backenzähne besitzt. *Th. siderolithicus* kommt auch im Bohnerz von Frohnstetten vor.

Plesictis Filholi n. sp. Dieser Mustelide findet sich auch in den Phosphoriten von Quercy. Er besitzt wie die gleichzeitigen Arten *palmidens* Filhol und *pygmaeus* Schlosser, zwischen denen er der Größe nach in der Mitte steht, noch nicht das beckenförmige Talonid an M_1 wie die *Plesictis* von Langy, Cournon und St. Gérand le Puy. — *Plesictis pygmaeus* wurde vor kurzem von mir auch in einer Spaltausfüllung des Jurakalkes von Mörnsheim nachgewiesen. —

Amphicyon? oder *Pseudoamphicyon*, ein Canide, ist nur durch einen nahezu vollständigen Hinterfuß vertreten, welchen ich jedoch fast eher dem Feliden *Aelurogale* zuschreiben möchte wegen der geringen Breite des Astragulus-Collum und der Schlankheit der Seitenzehen.

Chrysemys Lachati Sauvage sp. Von dieser Sumpfschildkröte, die mit *Ocadia* verwandt ist, liegt ein Panzer vor. Das Original zu der Sauvage'schen Spezies stammt von Manosque.

Trionyx. Diese Fluß-Schildkröte ist durch ein Carapaxfragment von Almatret repräsentiert.

Diplocynodon. Krokodilreste sind bei Tárrega nicht selten. Der Form des Schädels zufolge handelt es sich um ein Alligatorähnliches, kurzschnauziges Krokodil und zwar wegen des seitlichen Ausschnittes der Schnauze zur Aufnahme des 3. und 4. Zahnes um die im Obereocän und Oligocän weitverbreitete Gattung *Diplocynodon.*

Ich möchte hier der Vollständigkeit halber erwähnen, daß Depéret schon früher bei Calaf 30 km von Montserrat (Bull. soc. géol. de France. 1898) die Anwesenheit von *Diplobune minor* Filhol und von *Ancodus Aymardi* festgestellt hat. Die Überreste sah er im Museum von Barcelona, wo die erstere Art durch ein fast vollständiges Skelett vertreten ist.

Aquitanien.

Aus den lignitführenden Mergeln von Sineu auf Majorca geben Vidal und Forsyth Major (Douvillé, Handbuch der regionalen Geologie, Éspagne. Bd. III. 3. Abt. p. 97) *Anthracotherium magnum* und *Amphitragulus* cfr. *gracilis* an.

In Spanien ist Aquitanien am Südrand des Panadés entwickelt an der Basis des Hügels von Catxarella de Castelbisbal unter dem Pliocän von Llobregat. Almera hat bei Rubi, Prov. Barcelona, *Aceratherium lemanense* Pomel — ein von Bataller abgebildeter Unterkiefer — und *Sciurus Feignouxi* Pomel — ein einziger P^4! — gefunden, welchen Depéret noch *Cricetodon antiquum* und *Dremotherium* anfügen konnte. Die Bestimmung *Aceratherium aurelianense* Nouel, das auch bei Rubi im Aquitanien vorkommen soll, läßt sich auf keinen Fall rechtfertigen, da diese Art auf Bourdigalien und Helvetien beschränkt ist, und außerdem nicht zu *Aceratherium.*

sondern zu *Brachypotherium* gehört. Nach Bataller (l. c. p. 145) handelt es sich um ein Rippenfragment und ein Unterkieferbruchstück, also um ganz unbestimmbare Reste!

Auch in der Provinz Saragossa dürften solche Säugetiere zu erwarten sein, denn Depéret und Vidal fanden dort in bläulichen Mergeln *Helix Ramondi* (Douvillé, ibidem p. 103). Auch im Becken des Douro dürfte dies der Fall sein, da auch hier bei Castrillo del Val, südlich von Burgos, Süßwasserschnecken aus diesem Horizonte vorkommen (Douvillé, p. 101).

Das von Gervais (Bull. soc. géol. de France. 1853. p. 149) abgebildete *Caenotherium*-Unterkieferfragment mit M_2 und M_3, angeblich aus den Lignitmergeln von Brihuega, könnte, soweit die mangelhafte Zeichnung ein Urteil gestattet, wirklich eher zu dieser Gattung gehören als zu einem kleinen Palaeomeryciden.

Bourdigalien, Helvetien.

Halitherium fossile Cuv. (*Metaxitherium*) ist vertreten durch zahlreiche Wirbel aus marinen Mergeln von Sant Sadurni, einige Schädelknochen, Wirbel und Rippen von Subirats, ferner auch gefunden bei Sant Pau d'Ordal, La Bisbal und anderen Orten in Katalonien.

Wirbeltiere aus limnischem und terrestrischem Miocän.

Die von Pacheco beschriebenen Säugetierreste stammen von dem Hügel Cerro del Otero, nur etwas über einen Kilometer nördlich von der Stadt Palencia, fast genau in der Mitte von Altkastilien, aus einer Tongrube des Ziegeleibesitzers Candide German. Die ersten Funde wurden im Jahre 1911 gemacht, als ein Sandlager abgetragen wurde, um den Ton freizulegen, an dessen oberer Grenze die Knochen in einem Konglomerate eingebettet sind. Die Aufsammlung wurde von Fernandez Pacheco, Professor der Geologie in Madrid, und Dantín unternommen und das Material von ersterem bearbeitet mit Ausnahme der *Rhinoceros*-Reste, deren Beschreibung Dantín, Assistent der Geologie in Palencia, besorgte.

Die spanische Meseta zeichnet sich aus durch ihren Reichtum an Tertiärschichten, die jedoch durch Bergketten von einander getrennt sind. Sie bilden zwei weitausgedehnte Gebiete, im Norden in Altkastilien, das Tertiärbecken des Douro, und im Süden jenes von Neukastilien, welches durch den Tajo und Jucar und die Zuflüsse des Guadiana entwässert wird. Das erstere hat durchschnittlich eine Meereshöhe von 600 m, also 100 m mehr als das letztere, seine höchsten Erhebungen, die Überreste der ursprünglichen Tafel, liegen 800—900 m über dem Meere. Die Tertiärablagerungen des Dourobeckens bilden zwei durch Quartär getrennte Komplexe. Im ganzen nehmen sie einen Raum von 30000 qkm ein. Sie werden durch das Paläozoicum der Kantabrischen Berge, der

Berge von Leon, und im Westen durch den Granit der Berosa begrenzt, nach SW verlängert sich das Tertiärgebiet als eine Art Golf von Salamanca bis Ciudad Rodrigo. Außer an den Rändern des Beckens sind die ältesten Tertiärschichten, welche jedoch, wie die oben erwähnten Funde zeigen, bis in das Eocän hinabreichen, nirgends aufgeschlossen. Sie liegen überall horizontal und haben eine sehr einförmige lithologische Ausbildung. Ihre Reihenfolge ist von oben nach unten:

Süßwasserkalke,
Tone, Mergel und Gipsmergel,
Konglomerate, Sande und Gerölle.

Süßwasserschnecken sowie *Helix*, *Testudo* und *Crocodilus*, Reste von Schwimmvögeln und Säugetieren kommen darin vor, von Pflanzen nur Charafrüchte.

Das Tertiärplateau des Douro stellt eine vollkommene Ebene dar, die Wasserläufe haben sich in den Kalken breite Täler eingeschnitten, an deren Basis in der Regel die Mergel zutage treten, während auf den Kalkplateau isolierte Kuppen, die „Páramos“, von der Erosion verschont geblieben sind, nach Art der Zeugenberge, welche der Landschaft ein melancholisches Aussehen verleihen. Die Hänge in den Flußtälern bestehen meistens aus den grauen Gipsmergeln, die Ebenen wurden oft auf weite Strecken der Kalkdecke beraubt, nur die höher gelegenen zeigen noch diese Kalkmassen, die tieferen nur die Mergel. Diese letzteren Ebenen heißen Campinas. Die Páramos haben ein rauhes Klima mit großen Temperaturunterschieden und nur ganz spärliche Vegetation, auch die Ebenen gestatten nur dort, wo die Ackerkrume mächtiger ist, den Anbau von Getreide und Wein. Bäume findet man nur an den Flüssen.

Die Stadt Palencia liegt im Zentrum des Dourobeckens am Carrion, einem Nebenfluß des Pisuerga 740 m über dem Meeresspiegel, die benachbarten Kuppen, „Páramos“, erreichen bis zu 900 m Seehöhe. Nach Westen dehnt sich die weite Ebene der „Tierra de Campos“ aus, deren Boden aus Tonen besteht, welche sicher mehr als 100 m mächtig sind. Hierauf folgen feine, mehr oder weniger tonige Sande von 12 m Mächtigkeit, darüber die nahezu 100 m mächtigen Gipsmergel mit Gipskristallen und Gipsbänken. Den Schluß bilden die 9—10 m mächtigen Kalke der „Páramos“ mit Steinkernen von Land- und Süßwasserschnecken und Chara-Oogonien. Solche Fossilien kommen im Colina de los Palares, nördlich von Palencia, dem zwischen dieser Stadt und dem Cerro del Otero gelegenen Hügel vor, der auf der Tierra de Campos aufgesetzt ist. Zwischen der Ablagerung der Tone und jener der Gipsmergel hat hier Erosion stattgefunden.

Der uns näher interessierende Cerro del Otero, der Fundpunkt der im folgenden zu besprechenden Säugetierreste, steigt 70 m über

die Ebene an und stellt einen Kegel dar mit gerundetem Gipfel und steilen Flanken. Er hat 850 m Seehöhe. Die Basis dieses Hügels besteht aus plastischen Tonen, die zu oberst ein ganz dünnes Kohlenband enthalten. Darüber kommen 10 m Sande, deren Basis aus einem lockeren Konglomerat von Kalkbröckelchen und ganz zersetzten Eruptivgesteinen besteht. Hier befindet sich das Lager der Wirbeltierreste, welche meist Abrollung zeigen. Nach oben wird das Konglomerat zu groben Sanden mit Kreuzschichtung. Die hierauf folgenden im ganzen 46 m mächtigen Gipsmergel lassen sich von unten nach oben gliedern:

5 m bläulich-weiße Mergel mit dichten Gipslagen, 0,10—0,30 m dick.
5 „ Mergel mit zerbrochenen Gipskristallen.
28 „ blaue, gipsfreie Mergel.
8 „ bläulich-weiße Mergel mit dicken Bänken von kristallisiertem Gips.

Das Miocän von Palencia gestattet eine Teilung in drei Stufen:

Tortonien — Horizont der Mergel und Sande.
Sarmatien — „ „ Gipsmergel.
Pontien — „ „ Kalke der Páramos.

Die Wirbeltierfauna des Cerro del Otero besteht aus:

Testudo sp. Größe der *perpigniana*
Anas sp.
Trochictis taxodon LART.
Prolagus Meyeri HENSEL
Rhinoceros sansaniensis LART.
— *hispanicus* DANTIN
— *simorrensis* LART.
— aff. *simorrensis* LART.
— sp.
Anchitherium aurelianense CUV.
Listriodon splendens MEY. sub. *major* ROMAN
Dorcatherium crassum LART.
— aff. *crassum*
Palaeoplatyceros hispanicus PACH. n. g. n. sp.
— *palentinus* PACHECO
Dinotherium giganteum KAUP subsp. *levius* JOURDAN
Mastodon angustidens CUV.

und entspricht jener von Sansan und noch mehr jener von Simorre und la Grive St. Alban, und von Steinheim. Ihr Alter ist Tortonien.

EZQUERRA und VERNEUIL hielten alle Tertiärablagerungen der beiden Kastilien für Absätze in zwei riesigen Seen. CORTAZÁR, MALLADA und BOTELLA schlossen sich dieser Ansicht an. Diese Seen wurden von Flüssen aus nördlicher Richtung gespeist. MALLADA verglich sie mit den großen nordamerikanischen Seen, CALDERON mit dem See von Nicaragua. Dieser Autor war auch der Ansicht, daß sie durch Verminderung der Niederschläge immer kleiner wurden. PACHECO leugnet hingegen die Existenz dieser Seen vollständig. Während die früheren Autoren ein warmes feuchtes Klima annehmen, schreibt PENCK dem Klima Spaniens schon zur Tertiärzeit einen trockenen Charakter zu.

In Wirklichkeit kann das aber, wie PACHECO meint, nur während eines geringen Teils des Miocäns der Fall gewesen sein,

denn die Sängetierfauna des Tortonien läßt auf ein ziemlich warmes Klima schließen und die Mergel der Tierra de Campos stellen Absätze von Regenwasser und Flüssen dar. Es hat den Anschein, als ob sich unter der Wirkung des warmen feuchten Klimas zeitweilig Lagunen bildeten, in welchen die Charen gedeihen konnten. Die Sande wurden langsam in strömenden Flüssen abgesetzt, denn es fehlen gröbere Konglomerate. Raschere Strömung ist nur angedeutet durch die ausgewaschenen Sande vom Hügel von Miraflores und die Kreuzschichtung am Cerro del Otero. Die Abrollung der hier gefundenen Tierreste, welche außerdem auch oft Bohrgänge von Insekten aufweisen, die nur bei längerem Liegen an der Oberfläche entstanden sein können, spricht mit aller Bestimmtheit dafür, daß sie von entfernten Lagerstätten durch wilde Fluten hergeschwemmt wurden, wo sie dann in einer Flußbiegung zum Absatz gelangten.

Aus der Zeit des Sarmatiens kennt man nur wenige Reste von Wirbeltieren, aus dem Gebiete des Douro nur die Eier von *Anser* aus den Gipsmergeln von Cevico de la Torre und große aber unbestimmbare Säugetierextremitätenknochen von Palencia. Erst in Neukastilien, bei Madrid fanden sich bestimmbare Säugetierreste, auf welche ich noch zurückkommen werde.

Die Ausbildung der sarmatischen Schichten, gipshaltige Mergel, zeigt uns eine Änderung des Klimas, weshalb auch starke Verdunstung stattfand.

Während jenes des Tortonien warm und feucht war, herrschte jetzt Trockenheit. Statt der fluviatilen Ablagerungen finden wir nunmehr seichte Seen, die zeitweilig trocken gelegt waren, nur Perioden, in welchen der Wasserstand etwas höher war und dunkle Mergel und dünne Kohlenlagen sich bildeten, gestatteten die Existenz von *Limnaea* und *Planorbis*. (Fortsetzung folgt.)

Darstellung von Flußspat bei Zimmertemperatur.

Von **W. Wetzel** in Kiel.

Flußspat wurde künstlich auf sehr verschiedene Weise erhalten, meist bei erhöhter Temperatur; jedoch sind auch zwei Darstellungsmethoden bekannt, die einer Temperaturerhöhung nicht bedürfen. In beiden Fällen wurde das „Prinzip der verlangsamten Reaktion“ angewandt, von Scheerer und Drechsel (Journ. f. prakt. Chem. 7, 1873, 63 ff.) in der Weise, daß gelöstes BaF_2 und Gipslösung durch Filtrierpapier hindurch langsam aufeinander einwirken konnten, und von Becquerel (C. R. 78, I, 1874, 1082) in der Weise, daß Lösungen von NH_4F und $CaCl_2$ durch ein Pergament- oder Kollodium-Membran voneinander geschieden waren.

Die gewöhnlich bei Zimmertemperatur erhaltenen Fällungen sind amorph, wenigstens für die mikroskopische Prüfung, wenn

auch zu erwarten ist, daß sich diese Fällungen bei röntgenometrischer Prüfung schon bald nach ihrer Bildung als Flußspat erweisen werden.

Auch unmittelbare Einwirkung von HF auf Calcit liefert Calciumfluorid, das die Eigenschaften amorpher Körper besitzt. Die erhaltenen Pseudomorphosen zeigen Spannungsdoppelbrechung in deutlicher Abhängigkeit von der Begrenzung des ursprünglichen Calcits und bekommen bald unregelmäßige gebogene Sprünge und opalartige Trübungsfarben. Es ist daher die Angabe O. Sackur's in Abegg's Handb. d. anorgan. Chemie. II, 1905, 92, zu berichtigen, wonach schlechthin durch „Neutralisation von Calciumcarbonat“ mit HF „kristallinisches Fluorcalcium dargestellt wird“.

Nun läßt sich aber auch letztere Reaktion soweit verlangsamen, daß die Umsetzung gleichsam Molekül für Molekül erfolgt, unter allmählichem Herauswachsen modellartiger Kristalle. Ein dementsprechendes, besonders einfaches Verfahren ergab sich bei Versuchen anläßlich sedimentpetrographischer Studien: In sehr verdünnter Flußsäure wurden kalkhaltige sedimentäre Kieselgesteine langsam aufgelöst, deren kleine und kleinste Calciteinschlüsse erst allmählich durch Säurewirkung aus ihrer SiO_2-Hülle freigelegt wurden. Zur Verwendung kamen Kreidefeuersteine und verkieselter baltischer Untersilurkalk. Dieses Material wurde, grob zertrümmert, in ein verschließbares Hartgummigefäß getan und während einiger Tage mit Flußsäure-Lösungen von $\pm 3\,^0/_0$ behandelt. Sechsmal lieferten so Ausgangsmineralien, die im wesentlichen nur aus SiO_2, $CaCO_3$ und wenig organischer Substanz bestanden, mit unbewaffnetem Auge teilweise, stets aber mikroskopisch deutlich sichtbare Fluorit-Oktaeder von so guten Formen, daß derartige Präparate als Übungsobjekt für mineralogische Anfängerkurse empfohlen werden dürfen[1].

Bei der Natur des Ausgangsmaterials waren verschiedene Proben zur Identifizierung des Fluorits (s. Anm.) geboten, obwohl z. B. $CaSiF_6 . 2H_2O$ angesichts der Kristallformen und der Löslichkeitsverhältnisse ebenso ausgeschlossen war wie MgF_2 und NaF, welch letzteres — leichtlösliche Würfel — einmal bei unbeabsichtigter Einwirkung von Flußsäuredämpfen auf gewöhn-

[1] Denn es lassen sich die geometrischen Eigenschaften — spärlich finden sich auch Zwillinge nach (111) —, Spaltbarkeit (zerdrückter Kriställchen) und das optische Verhalten in bekannter Weise sicher erkennen: die lehrreiche Beobachtung der Kristalle in verschieden brechenden Flüssigkeiten (Äthylalkohol — n = 1,360; Chloroform — n = 1,446) oder besser noch in entsprechend zu verdünnender Thouletlösung kann als besonders mühelose Bestimmungsübung gelten. Von qualitativen chemischen Proben gibt die Behandlung mit verdünnter H_2SO_4 besonders anschauliche Bilder, einen „Reaktionsrand“ in Form eines Stachelkleides von Gipsnadeln, das vor den Augen des Beschauers jedes Oktaeder fortwachsend umhüllt.

liches Glas zur Beobachtung kam (Versuch 2a), als ausnahmsweise das Hartgummigefäß mit einem Glasdeckel verschlossen war, dessen Paraffinüberzug nicht dicht hielt. [A. Johnsen erhielt aus wässrigen Lösungen NaF in Kombinationsformen von (100) und (111).]

Nur eine Anomalie zeigen unsere Kristalle, nämlich eine zu geringe Dichte (2,2 statt 3—3,3). Dies erklärt sich aber befriedigend bei Betrachtung des Innern unserer künstlichen Flußspäte. Sie zeigen fast immer unregelmäßige Sprünge, die nicht bis an die Oberfläche reichen und so zu deuten sind, daß erste, lockere und amorphe Ausscheidungen von CaF_2 Kontraktionssprünge erhielten, während sie im weiteren Verlauf des Stoffumsatzes von normaler Kristallsubstanz umwachsen wurden. Daß letztere noch nicht zu Beginn der Reaktion auftrat, erklärt sich leicht aus der anfangs noch relativ starken Säurekonzentration und vielleicht auch daraus, daß an den der Säurewirkung unterliegenden Gesteinsbruchflächen zunächst verhältnismäßig viel $CaCO_3$ freilag. Außerdem umschlossen diejenigen Flußspäte, die aus einem an organischer Substanz verhältnismäßig reichen Feuerstein dargestellt wurden, auch Verunreinigungen dieser Art! (Versuch 1.)

Die Kristalle lagen meist frei am Boden des Hartgummigefäßes zwischen Lösungsrückständen oder sie bildeten auch, als einmal ein Platintiegel benutzt wurde (Versuch 1), eine festsitzende Kruste an dessen Wänden! Die größten von mir gezüchteten Oktaeder besitzen 0,28 mm Durchmesser (Kantenabstand). Um größere Individuen und reichlicheres Material zu erhalten, müßte man bei mindestens gleichem Verdünnungsgrade der Säure größere Hartgummigefäße benutzen, als mir eines zur Verfügung stand (Schale von 600 ccm Inhalt). Dann könnte man Säure und Gesteinssplitter entsprechend reichlicher bemessen, wobei letztere mit Vorteil in dichter Schicht einzufüllen wären. Ich unterbrach die Versuche meist, ehe die Flußsäure ganz verbraucht war, da schon nach 2 Tagen (Versuch 4), und vermutlich noch früher, deutliche Kristalle entstanden waren, während jene größten Oktaeder (Versuch 1) nach kaum der doppelten Zeit gewonnen wurden.

Die Kristallform (111) unserer künstlichen Flußspate ist insofern bemerkenswert, als Scheerer und Drechsel sowie Becquerel bei ihren oben erwähnten, bei gleicher Temperatur angestellten Versuchen Würfel erhielten, für welche Kristalltracht gerade die niedere Temperatur verantwortlich zu machen (Scheerer und Drechsel) allerdings von vornherein verfehlt war.

Als ein besonders kalkreicher und zugleich ziemlich lockerer cretacischer Kieselkalk der Zersetzung unterworfen wurde, wo also die Säure auch an manche größere Calcitaggregate in kurzer Zeit herantreten konnte (Versuch 7), erhielt ich im Flußsäure-Rückstand pseudomorphosierendes amorphes CaF_2 an Stelle der reichlich ent-

halten gewesenen kalkigen Hartgebilde von Organismen, insbesondere von Foraminiferen, also künstliche Calciumfluorid-Versteinerungen analog den verschiedentlich beschriebenen natürlichen Vorkommnissen. Dabei zeigte sich, daß die Pseudomorphosen der Kalkskelette bis in alle mikroskopischen Feinheiten so getreu und gleichzeitig so durchsichtig waren, daß sich hiermit geradezu dem Paläontologen eine Präparationsmethode für kalkige Mikrofossilien empfiehlt. Denn solche Objekte bieten wegen der bekannten Lichtbrechungseigenschaften von feinem Calcitaggregat meist recht ungünstige mikroskopische Bilder dar, während die Pseudomorphosierung unter Anwendung nicht allzu verdünnter Säure nichts zerstört, sondern nur die einzelnen Gebilde isoliert und durchsichtig macht. Das Verfahren dürfte ziemlich allgemein anwendbar sein, wenn feine Kalkskelette aus einem im übrigen nicht kalkhaltigen Sediment isoliert und zu brauchbaren mikroskopischen Präparaten verarbeitet werden sollen.

Bei einem besonderen Versuch (No. 8) ließ ich stark verdünnte Säure auf Splitter von gewöhnlichem Kalknatron-Glas einwirken und erhielt auch hierbei gute, modellartige Flußspat-Oktaeder, deren Lichtbrechung keinen Unterschied gegenüber natürlichem Flußspat aufweist, während sich anderseits starke Spannungsdoppelbrechung bemerkbar macht, weswegen diese Präparate vielleicht besondere Untersuchung verdienten.

Kiel, Mineralogisches Institut, Februar 1921.

Besprechungen.

Serge v. Bubnoff: Die Grundlagen der Deckentheorie in den Alpen. Schweizerbart-Stuttgart 1921 (149 p., geh. 60 Mk.).

In Form von Sammelreferaten ist über einen der lebendigsten Teile geologischer Forschung, die tektonische Erschließung der Alpen, in mancherlei Zeitschriften und Vorträgen berichtet worden, da es dem Fernstehenden völlig unmöglich ist, die Literaturflut zu bewältigen, die Bedeutung der gewonnenen Ergebnisse für die Gesamtwissenschaft aber kaum zu überschätzen ist. Es braucht der Vermittlung.

Verf. unterzieht sich der Aufgabe in ausführlicherer Form, als bisher üblich war, und darf des Dankes gewiß sein. Dabei handelt es sich nicht um ein Werk, das sich an den Laien wendet, auch für den Alpentektoniker selbst ist es nicht bestimmt.

Dem historischen Gange, der die heutigen Anschauungsformen aus ganz anders gearteten in gewaltiger Entwicklung entstehen ließ,

wird nicht nachgespürt. Man kann das bedauern, da die Endglieder aus sich heraus kaum noch begreiflich erscheinen. Doch ist auch der Zug zur Konzentration des gewaltigen Stoffes begrüßenswert, dem solche Wünsche geopfert sein mögen.

Das Schwergewicht der Betrachtung liegt mit Recht auf der Methodik und der kritischen Untersuchung der Grundmauern des großartigen Gedankengebäudes. Die wesentlichsten Profile und Schemazeichnungen sind zur Versinnbildlichung übernommen worden, eine tektonische Übersichtskarte der Gesamtalpen in Schwarzdruck (p. 24) ist beigefügt.

Zwischen Ost- und Westalpen wird entsprechend dem Stande der Forschung mit vollstem Recht streng unterschieden, selbst in der Art der Schilderung des Tatsachenbestandes, der im Westen schon die Deckenauffassung von Anfang an zugrunde gelegt werden kann. Die ausführlichere Kritik geht erst die einzelnen Abschnitte des Gebirgskörpers regional auf jeweils lautgewordene abweichende lokale Erklärungsweisen hin durch, wobei die ostalpinen Probleme in größeren geographischen Komplexen zusammengefaßt sind; sodann wird je von der faziellen und geophysikalischen Seite her an die Wurzeln der Theorie im ganzen herangegangen. Rothpletz, Mylius, Ampferer, Rollier, Heritsch kommen vor allem zu Wort, von denen besonders den beiden letzteren je ein Versuch zu danken ist, West- bezw. Ostalpen ohne Zuhilfenahme der Deckentheorie in moderner Synthese darzustellen.

Eine Lösung der gewaltigen Probleme kann im gegebenen Rahmen selbstverständlich nicht erstrebt oder versucht werden. Unter Ablehnung der Rollier'schen Lehre hält Verf. die Möglichkeit der Deckenbewegung selbst für gegeben, erwartet aber das Verständnis der Vorgänge nicht aus der Richtung extremer Anhänger wie Argand und Staub, sondern von dem mehr vermittelnden Standpunkt Heritsch's und auf Grund der physikalischen Vorstellungen von Ampferer und Lachmann. Das bedeutet vor allem, daß er die Ursache der Alpenauffaltung nicht draußen im Vorgelände, sondern im eigenen Untergrunde sucht. In kühler Objektivität wird die Studie all den gegensätzlichen Auffassungen nach Möglichkeit gleichmäßig gerecht und weiß den Leser ebenfalls von allen Seiten an den Stoff heranzuführen, der nur so in seiner ganzen Plastik erfaßbar ist. **Hennig.**

Personalia.

Angenommen: Prof. Dr. **A. Johnsen** in Frankfurt a. M. den an ihn ergangenen Ruf zur Übernahme des Lehrstuhls der Mineralogie sowie der Leitung des Mineralogisch-petrographischen Instituts an der Universität Berlin als Nachfolger des Geh. Rat Dr. Th. Liebisch.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Mitteilungen aus dem Mineralogischen Institut der Universität Bonn.

38. Beiträge zur Petrographie der östlichen arabischen Wüste Ägyptens.

Von **H. M. E. Schürmann** aus Pladjoe, Sumatra, z. Z. in Bonn.

Am 7. Juli 1913 machte ich in der Sitzung der niederrheinischen Gesellschaft für Natur- und Heilkunde zu Bonn, naturwissenschaftliche Abteilung, Mitteilung über die Petrographie der östlichen arabischen Wüste Ägyptens. Dieser Arbeit ist auch eine Übersichtskarte beigegeben. Die neueste geologische Übersichtskarte erschien 1916 in „Report on the oilfields Region of Egypt“ von dem Direktor der geologischen Landesaufnahme Ägyptens, Dr. W. F. Hume, Cairo Government Press. Durch meinen Aufenthalt im Auslande konnte ich bis jetzt keine weiteren Beiträge veröffentlichen. Die vorliegende Abhandlung wurde während eines Urlaubs in Europa im Mineralogischen Institut der Universität Bonn angefertigt, dessen Direktor, Herrn Geheimrat Brauns, ich für seine Hilfe dankbar bin. Um aber mehr über diese petrographisch interessante Gegend bekannt werden zu lassen, habe ich einen Teil meiner Sammlung an das Petrographische Institut zu Münster ausgeliehen, wo es unter Leitung von Herrn Geheimrat Busz bearbeitet wird.

Der vorliegende Beitrag beschränkt sich auf Material, das ich am Ostabfall des ägyptischen Hochgebirges sammelte. Über die Horste von Homra el Garigab—Gebel Esh und Ras Zeit werden in dieser Abhandlung also keine weiteren Mitteilungen gemacht.

Aus dem ägyptischen Hochgebirge beschrieb ich in der oben genannten Mitteilung allein Gesteine vom Ostabfall des Shaibs, des höchsten Berges Ägyptens. Das jetzt zu beschreibende Material stammt z. T. südlich und z. T. nördlich des Shaibs. Das südliche Untersuchungsgebiet befindet sich am Gebel Mogul, nicht weit von dem Küstenplatz Safaga, und zwischen Gebel Mogul und der Quelle Um Dalfa ($26\frac{1}{2}$—27^0 nördl. Br.). Das nördliche Untersuchungsgebiet liegt zwischen Gebel Gharib, Gebel Dara und Gebel Mongul (28^0 nördl. Br.). Gebel Gharib ebenso wie Gebel Mogul liegen außerhalb der Hume'schen Karte.

In der ersten oben genannten Publikation wurden folgende Gesteine aus dem ägyptischen Hochgebirge beschrieben:

1. gepreßter Amphibol-Granitit, 2. Granitit mit Pegmatitader, 3. dunkler Amphibol-Granitit, 4. grobkörniger Granitit, 5. gepreßter Granitit mit Kersantitgang, 6. Quarzporphyre, 7. epidotisierte dunkle Ganggesteine, 8. Sillimanitgneis, 9. Zweiglimmergranit.

Diesen reihen sich die folgenden Gesteine an.

A. Gebel Mogul.

Das Hauptgestein der Gegend um den Gebel Mogul ist Granit, und zwar lassen sich graue und rötliche Typen unterscheiden:

I. Tiefengesteine in Stöcken.

a) Grauer Granit.

Meist recht grobkörnige Granite, in denen die eckig ineinander greifenden, rauchfarbigen Quarz- und trübweißen Feldspatkörner bis 1 cm groß werden. Die dunklen Gemengteile treten auffallend stark zurück. U. d. M. erkennt man ganz trüben Orthoklas, Mikroklin, ziemlich frischen Plagioklas und undulös auslöschenden Quarz. Als dunkler Gemengteil wurde Magnetit bestimmt. Vereinzelt fand sich noch ein Apatitsäulchen. Das spezifische Gewicht des Gesteins 2,568 deutet schon darauf hin, daß dunkle Gemengteile nicht in größerer Menge auftreten.

b) Rosafarbiger Granit.

Diese Granitsorte ist gewöhnlich etwas feinkörniger wie die eben beschriebene und besitzt ein etwas höheres spezifisches Gewicht 2,575. Dunkle Gemengteile treten ebenfalls stark zurück. Magnetit wurde in kleinen Nestern von Biotit angetroffen. U. d. M. erkennt man Quarz mit undulöser Auslöschung. Der Orthoklas zeigt eine äußerst feine schriftgranitische Verwachsung mit einem anderen Feldspat (Plagioklas?), der stärkere Lichtbrechung als Orthoklas, aber schwächere als Quarz hat. Die Lichtbrechung beider Lamellensorten ist kleiner wie die des Canadabalsams. Die mikroskopische Untersuchung ergab noch die Anwesenheit von Titanit in den Magnetit-Biotitanhäufungen.

c) Miarolitische Granite.

Es handelt sich um sehr poröse weißlichgraue Gesteine, die meist gangförmig auftreten. Mit dem bloßen Auge erkennt man deutlich Quarz und Feldspat. Die miarolitischen Hohlräume sind mit einem braunen Eisenerz überzogen. Das spezifische Gewicht beträgt 2,57. U. d. M. erkennt man ein hypidiomorph-körniges Gemenge von Orthoklas, Mikroklin, Plagioklas und Quarz. Alle Mineralien sind mechanisch deformiert; oft findet sich ein Zement von undulös auslöschenden Körnern zwischen den größeren Individuen. Dunkle Gemengteile fehlen fast ganz. Etwas Chlorit, wahrscheinlich aus Glimmer hervorgegangen, wäre zu nennen. Auf

den Wänden der Hohlräume findet sich als sekundäres Produkt Epidot und Calcit. Apatit wäre als Einschluß im Quarz zu erwähnen.

d) Zersetzte Granite.

Von Klüften aus haben die Granite oft eine weitgehende Zersetzung erfahren. Mir liegt die Probe eines mattweißen Gesteins vor, das auf den Haarklüften Eisenhydroxydabsätze zeigt. Es besteht vorwiegend aus grobkörnigem Feldspat. U. d. M. löst es sich als ein hypidiomorph-körniges Gemenge von Orthoklas, Mikroklin, Plagioklas und Quarz auf, in dem als akzessorische Gemengteile Zirkon und Apatit auftreten. Das spezifische Gewicht des Mikroklins beträgt 2,588. Die Lichtbrechung ist etwas größer als 1,52. Orthoklas und Mikroklin sind sehr trübe, haben aber sonst noch keine weitere Umsetzung erlitten. Auf manchen Klüften hat sich aber eine Verdrängung des Feldspates durch Epidot vollzogen. Makroskopisch erkennt man dicke Partien feinster Epidotnädelchen und -körner. Mit der Bildung des Epidots geht eine bedeutende Gewichtszunahme zusammen.

II. Gangförmig auftretende Tiefengesteine.

a) Pneumatolytischer Granitgang.

Ein dünner dunkler Gang findet sich als pneumatolytischer Nachschub im grauen Granit. Das Gestein besteht aus Quarz, Orthoklas mit reichlich olivgrüner Hornblende. Alle drei Mineralien treten ab und zu schriftgranitisch verwachsen auf. Als Zwischenklemmungsmasse zwischen Quarz und Feldspat findet sich oft Fluorit in ganz unregelmäßigen Fetzen.

b) Quarzdiorite.

Die mittelkörnigen Gesteine besitzen ein spezifisches Gewicht von 2,73—2,80 und zeigen makroskopisch recht gleichmäßig verteilt grünschwarze Hornblende und mattweißen Feldspat. Die Korngröße übersteigt selten 2,5 mm. Sie treten gangförmig in den oben beschriebenen grauen Graniten auf. U. d. M. erkennt man deutlich, daß Quarz unter den hellen Gemengteilen eine wichtige Rolle spielt. Er findet sich schriftgranitisch verwachsen mit Orthoklas, der häufig muscovitisiert ist, und Plagioklas. Die Hornblende ist bräunlichgrün und stark pleochroitisch. Biotit tritt nur selten auf und ist meist in Chlorit umgewandelt. Von primären Gemengteilen wären noch Titaneisen, Magnetit, Titanit und Apatit zu nennen. Sekundär sind Calcit und Epidot. Manche Quarzdiorite besitzen eine nesterförmige Anordnung der grünschwarzen Hornblende, die zuweilen in Chlorit übergeht. An frischen Individuen konnte Zwillingsbildung und als Seltenheit polysynthetische Verzwilligung konstatiert werden. Die Gesteine enthalten gewöhnlich auch etwas Pyrit. Infolge des Vorherrschens der Hornblende beträgt das spezifische Gewicht 2,89.

III. Ganggesteine.

a) Pegmatite.

Es handelt sich um weiße bis weißgraue Gesteine mit einem spezifischen Gewicht zwischen 2,63 und 2,65. Feldspatspaltflächen erkennt man leicht mit bloßem Auge. Eine deutliche Begrenzung der einzelnen Körner ist aber infolge der kompakten Struktur nicht zu erkennen. U. d. M. erkennt man ein mechanisch stark deformiertes Gemenge von Quarz, Orthoklas, Plagioklas und vereinzelt Mikroklin. Dunkle Gemengteile sind selten. Chloritische Substanz und Brauneisen sind als Zersetzungsprodukte aufzufassen. Von sekundären Mineralien fand sich weiter in einigen Handstücken Calcit und Epidot. Apatit und Zirkon gehören zu den Übergemengteilen. An der Quelle Bir Mogul treten in grauem Granit 4 cm mächtige schmutzigweiße Gänge auf, die hauptsächlich aus stark kaolinisiertem Orthoklas und etwas Quarz bestehen. Ganz vereinzelt wurde etwas Erz und Biotit beobachtet. Das niedrige spezifische Gewicht des Gesteins (2,50) weist auch darauf, daß Orthoklas vorherrscht.

b) Granitpegmatite.

Es handelt sich um rotgefärbte, grobkörnige, granitähnliche Gesteine mit einem spezifischen Gewicht 2,60 bis 2,61. In manchen herrscht der bläulichweiße Quarz, in anderen der rote Orthoklas vor. Dunkle Gemengteile sind mit bloßem Auge nicht zu erkennen. Für diese Gesteine ist die u. d. M. sehr schön hervortretende pegmatitische Verwachsung von Quarz und Orthoklas charakteristisch. In manchen Granitpegmatiten wurde etwas Magnetit, Zirkon, Biotit und Chlorit konstatiert. Von sekundären Mineralien fand sich häufig Epidot in Schnüren und Nestern. Der Feldspat dieser Granitpegmatite ist nicht immer allein Orthoklas, vielmehr findet sich auch Mikroklin und ganz vereinzelt Plagioklas.

c) Aplite.

Es wurden sehr feinkörnige harte Gesteine, in denen u. d. M. ein hypidiomorph-körniges Gemenge von Quarz, Orthoklas, Mikroklin, Plagioklas und sehr selten Magnetit, Zirkon oder Biotit konstatiert wurde, als Aplit bestimmt.

d) Amphibolvogesit.

Diese dichten graugrünen, gangförmig auftretenden Gesteine besitzen keine porphyrischen Einsprenglinge. Das spezifische Gewicht beträgt 2,77. U. d. M. erkennt man ein panidiomorph-körniges Gemenge von Orthoklas und grünbrauner Hornblende. Beide Mineralien sind stark zersetzt. Aus dem Feldspat hat sich Epidot und aus der Hornblende meist Chlorit gebildet. Wahrscheinlich lag also ein Amphibolvogesit vor.

e) Quarzdioritporphyrit.

Es handelt sich um ein hellgraugrünes sehr feinkörniges Gestein mit einem spezifischen Gewicht von 2,77, in dem der Plagioklas in zwei Generationen auftritt. Die porphyrischen Einsprenglinge erreichen nicht mehr wie 8 mm Größe. Die Mineralkombination ist sonst die gleiche wie bei den Quarzdioriten.

IV. Gangförmig auftretende Ergußgesteine.

a) Quarzhornblendeporphyrit.

Es handelt sich um grünliche feinkörnige Gesteine, in denen man mit dem bloßen Auge bis 2 cm große weiße Feldspattafeln erkennt. Grüne porphyrische Hornblende wird nur 8 mm lang. Das spezifische Gewicht schwankt zwischen 2,76 und 2,79. In manchen Quarzhornblendeporphyriten besitzen die porphyrischen Feldspäte rosa Farbe. Die porphyrischen Feldspäte gehören nach ihrem spezifischen Gewicht und ihrem Brechungsindex zum Oligoklas und Andesin. U. d. M. erkennt man, daß die hypidiomorph-körnige Grundmasse aus Plagioklas, Orthoklas, Quarz, Hornblende, Magnetit und Titaneisen besteht. Die Hornblende ist bräunlichgrün und stark pleochroitisch. Als Nebengemengteil tritt Apatit auf. Chlorit und Epidot sind als Zersetzungsprodukte aufzufassen. Häufig ist der Kern der Feldspäte zu einer muscovitischen Masse zersetzt.

b) Augitporphyrit.

In einer grünen äußerst feinkörnigen Grundmasse liegen bis 2 cm lange Feldspattafeln, die z. T. sehr frisch sind und mit dem bloßen Auge Zwillingslamellierung erkennen lassen. Weiter bilden sie oft Zwillinge nach dem Karlsbader Gesetz. Die porphyrischen Feldspäte zeigen deutliche Fluidalstruktur. Die dunklen porphyrischen Gemengteile erreichen nur die Hälfte der Größe der Feldspäte. Das spezifische Gewicht des Gesteins beträgt 2,73. Das spezifische Gewicht der porphyrischen Feldspäte beträgt 2,69. Der Brechungsindex ist etwas größer wie 1,55. Hiernach müßte man den porphyrischen Feldspat zu den sauren Labradoren rechnen. U. d. M. erkennt man, daß der makroskopisch schwarze Augit im Schliff farblos ist. Häufig wurde Zwillingsbildung konstatiert. Der Labrador zeigt auch u. d. M. neben der ausgezeichneten Streifung Zwillingsbildung nach dem Karlsbader Gesetz. Die Grundmasse ist ein holokristallines Gemenge von Orthoklas, Plagioklas, untergeordnet Quarz, Chlorit, Magnetit, Titaneisen und Apatit.

c) Hornblendeporphyrit.

Diese Hornblendeporphyrite ähneln makroskopisch ganz den Augitporphyriten. Die bis 2 cm langen tafeligen fluidal gruppierten porphyrischen Feldspäte gehören zum sauren Labrador resp. Andesin. Das spezifische Gewicht des Feldspats ist 2,66 bis 2,70. Diese Schwankungen hängen mit Einschlüssen in Verband. Der Brechungs-

exponent beträgt ca. 1,55. Das spezifische Gewicht des Gesteins schwankt zwischen 2,71 und 2,75. An Stelle des Augits findet sich eine makroskopisch schwarze, im Schliff grün durchsichtige Hornblende, die als porphyrischer Einsprengling bis 1 cm lang wird.

d) Epidotisierte Porphyrite.

Auf den Haarklüften der Augit- und Hornblendeporphyrite traf ich häufig Überzüge von grünlichgelbem Epidot an. Man findet nun am Gebel Mogul Porphyritgänge von mehreren Metern Mächtigkeit, die ganz epidotisiert sind. Hier handelt es sich also kaum um eine rezente Zersetzung des Gesteins, vielmehr glaube ich annehmen zu dürfen, daß hier die Resultate thermaler Einwirkung vorliegen, die sich in größerer Tiefe abgespielt haben. In der Struktur ähneln die epidotisierten Porphyrite makroskopisch den oben beschriebenen Augit- und Hornblendeporphyriten. Allein sind hier die großen porphyrischen Feldspäte grün, da sie in Epidot umgewandelt sind. Die Grundmasse ist gelblichgrün. Dunkle Gemengteile sind makroskopisch nicht zu erkennen. U. d. M. gibt sich die Grundmasse als ein Quarzgemenge zu erkennen, in dem etwas Epidot, Klinozoisit und Albit liegt. Das ursprünglich schwarze Erz ist in eine im reflektierten Licht nichtmetallisch grau erscheinende Masse (Leukoxen) umgewandelt. Der hohe Quarzgehalt bedingt die große Härte des Gesteins, während das hohe spezifische Gewicht (schwerer als Bromoform 2,9) auf den Epidot zurückzuführen ist.

e) Bronzitporphyrit.

Dieses seltene Gestein besitzt eine schwarze Farbe und ein spezifisches Gewicht von 2,79. In der Grundmasse liegen im Handstück schwarz erscheinende bis 1½ qcm große Feldspattafeln. Außerdem erkennt man weniger große schillernde Bronzite. Makroskopisch ähnelt das Gestein den skandinavischen Rhombenporphyren. Da der Feldspat aber Zwillingslamellen und ein spezifisches Gewicht von 2,687 besitzt, muß man ihn zum sauren Andesin rechnen und kann das Gestein allein in die Gruppe der Porphyrite stellen. U. d. M. zeigt der Bronzit schwachen Pleochroismus und gerade Auslöschung, während der saure Andesin ($n = 1,551$) viel Glaseinschlüsse enthält und einen bestäubten Eindruck macht.

V. Kristalline Schiefer.

a) Hornblende-Biotitschiefer.

Es handelt sich um einen ziemlich dichten harten Schiefer von grauschwarzer Farbe, der eine gute Spaltbarkeit besitzt. Auf den Spaltblättchen erkennt man winzige Biotitblättchen. U. d. M. wurden Biotit und grüne Hornblende als wichtigste dunkle Gemengteile konstatiert. Magnetit tritt viel weniger auf. Sonst besteht das Gestein aus unregelmäßigen Quarzkörnern.

B. Gebel Mogul — Um Dalfa.

Das Hauptgestein ist Granit, und zwar treten wie beim Gebel Mogul rötliche und graue Granite auf.

I. Tiefengesteine in Stöcken.

a) Graubrauner bis weißer Granitit, z. T. pegmatitisch.

Makroskopisch erkennt man Quarz, Feldspat und nur wenige dunkle Gemengteile. Der Feldspat besitzt oft Schiller. U. d. M. wurde konstatiert, daß Mikroklin diese Eigenschaft besitzt. Das spezifische Gewicht des Gesteins beträgt 2,59. Der Quarz ist klar und enthält Zirkonkriställchen eingeschlossen. Der Feldspat ist vorherrschend Mikroklin, Mikroperthit, seltener Orthoklas. Häufig tritt mit dem Erz Titanit in Kristallen und Körnern auf. Zwischen den großen Quarz- und Feldspatkörnern findet sich oft eine sehr schmale Zementzone. Auf Haarklüften ausgeschiedenes Brauneisen verursacht die Braunfärbung des Gesteins.

b) Sehr feinkörniger grauer Granitit.

Diese äußerst feinkörnigen grauen Granite treten allerdings nur sehr untergeordnet auf und werden von helleren ebenfalls sehr feinkörnigen Granitgängen durchsetzt. Sie sind reich an Magnetit, Biotit und Apatit; spez. G. = 2,70. Die hellen Gemengteile sind Quarz, Orthoklas und Plagioklas. Muscovit tritt so selten auf, daß man auf dieses spärliche Vorkommen hin das Gestein nicht zu den Zweiglimmergraniten stellen kann. Die hellen Gänge besitzen die gleiche mineralogische Zusammensetzung, nur tritt der pleochroitische Biotit stark zurück. Mikroklin wurde ebenfalls beobachtet.

c) Sehr feinkörniger Amphibolgranitit.

Das sehr feinkörnige graugrüne Gestein löst sich u. d. M. in ein hypidiomorph-körniges Gemenge von Quarz, Orthoklas, viel Plagioklas, grüner Hornblende, Chlorit, Titanit, Magnetit, Zirkon und Apatit auf. Dieses Gestein wird von dünnen Pegmatitadern (2 cm Mächtigkeit) durchsetzt. Deutlich ist zu beobachten, daß in der Gangmitte rauchfarbiger Quarz und an den Salbändern matter Feldspat vorherrscht.

d) Gepreßter Granitit.

Hierzu wird ein zuckerkörniges Gestein von weißer bis rötlicher Farbe mit dunklen Biotit führenden langgestreckten Schlieren gerechnet. U. d. M. erkennt man, daß diese Schlieren noch Magnetit, Apatit und Titanit führen. Hornblende kommt vor, ist aber selten. Quarz und Orthoklas zeigen Spuren starker Pressung. Mikroklin ist reichlich, Plagioklas wurde auch konstatiert, z. T. mit gebogenen Lamellen. Das Gestein ist sehr frisch; kaolinisierte Orthoklase sind selten.

e) Epidotisierter Granit.

Konnten vom Gebel Mogul epidotisierte Porphyrite beschrieben werden, so fand ich bei Um Dalfa ein quarzreiches Granitstück, das durch seine pfirsichblütrote Farbe auffiel. U. d. M. erkennt man, daß vom Feldspat nichts mehr übrig geblieben ist, daß sich vielmehr zwischen den Quarzkörnern eine trübe rötlichbraune Masse befindet, die dunklere karminrote Flecken zeigt. An größeren klaren Körnern wurde deutlicher Pleochroismus hellgelb, goldgelb, karmin beobachtet. Es liegt demnach ein Manganepidot (Thulit oder Piemontit) vor. Manganepidot wurde früher schon im porfido rosso antiquo vom Gebel Dokhan, der ebenfalls im ägyptischen Hochgebirge liegt, gefunden.

II. Gangförmig auftretende Tiefengesteine.

a) Quarzdiorite.

Es sind hypidiomorph-feinkörnige Gesteine, in denen grünschwarze Hornblende, rosa und mattweiß gefärbter Feldspat und etwas Epidot makroskopisch zu erkennen sind. Das spez. Gew. ist 2,86. Die vorliegenden Quarzdiorite sind also basischer als die vom Gebel Mogul beschriebenen. U. d. M. erkennt man, daß der Quarzgehalt sehr gering ist. Olivgrün durchsichtige Hornblende, trüber Orthoklas und ziemlich frischer Plagioklas bilden die Hauptgemengteile. Apatit, Zirkon und etwas Erz sind die akzessorischen Gemengteile. Chlorit und Epidot sind als sekundär zu betrachten.

III. Ganggesteine.

a) Aplit.

Hierzu gehören sehr feinkörnige, rosagefärbte, sich wie Sandstein anfühlende Gesteine, in denen man mit dem bloßen Auge allein viele winzige Schüppchen hellen Glimmers erkennt. Das spez. Gew. ist 2,60. U. d. M. wurde ein äußerst feinkörniges Gemenge von Quarz, Orthoklas, Plagioklas und Muscovit konstatiert. Von Orthoklas und Plagioklas existieren wenige porphyrische Einsprenglinge.

b) Granitporphyr.

Es handelt sich um ein graues dichtes Gestein, in dem man allein einige bis 2 mm große porphyrische Feldspäte erkennt. U. d. M. ergibt sich ein hyp- bis panidiomorph-körniges Gemenge von Quarz, Orthoklas, wenig Plagioklas, Biotit, Hornblende und Magnetit. Apatit und Titanit sind Übergemengteile. Die porphyrischen Einsprenglinge gehören zum Orthoklas und Plagioklas.

c) Quarzgänge mit Pyrit.

Durch das reichliche Auftreten von muscovitisiertem Feldspat in diesen Gängen gehören sie zu den pegmatitischen Gesteinen. Der Quarz ist durch stark pleochroitischen Chlorit grün gefärbt. Derbe Pyritmassen liegen sowohl im reinen Quarz wie in den

chloritischen Partien. Schneeweißer Kalkspat findet sich ebenfalls in dem Quarzgang. Auf den Haarspalten des Pyrits findet sich in erster Linie Kalkspat, viel seltener ist Chlorit.

d) Hornblendevogesit.

Als Hornblendevogesit wurde ein hartes feinkörniges graugrünes Gestein vom spez. Gew. 2,77 ohne porphyrische Einsprenglinge bestimmt. U. d. M. erblickt man ein panidiomorph-körniges Gemenge von Orthoklas, wenig Plagioklas und chloritischer grüner Hornblende. Quarz und Magnetit treten untergeordnet auf. Epidot findet sich reichlich.

e) Augitkersantit.

Feinkörniges Gestein ohne porphyrische Einsprenglinge von graugrüner Farbe. Spez. Gew. 2,84. U. d. M. erkennt man ein panidiomorph-körniges Gemenge von schwach violettem Augit, stark pleochroitischem Biotit, Chlorit, Plagioklas, Orthoklas und Erz. Neugebildeter Epidot findet sich in Körnern.

IV. Gangförmig auftretende Ergußgesteine.

a) Granophyre.

Hierzu wurden hellgraue bis rötliche, sich rauh anfühlende Gesteine, die häufig miarolitisch sind, gerechnet. Das spez. Gew. beträgt 2,58—2,59. Porphyrische Feldspateinsprenglinge von 2 mm Größe sind selten. Das sehr niedrige spezifische Gewicht deutet schon auf ein orthoklasreiches Gestein, was die mikroskopische Untersuchung bestätigt. Orthoklas herrscht vor; daneben findet sich Quarz in granophyrischer Verwachsung mit Orthoklas und sehr wenig farbloser Glimmer und Magnetit.

b) Quarzporphyre.

Quarzporphyre wurden nur einmal gangförmig in Granit angetroffen. Es handelt sich um ein graues Gestein, dessen Grundmasse nicht immer dicht ist, sondern oft körnige Struktur zeigt. In dieser Grundmasse liegen Orthoklas, seltener Quarz und vereinzelt Plagioklas als Einsprenglinge. Das Gestein, das u. d. M. deutliche Pressungsspuren zeigt, besitzt ein spez. Gew. von 2,60, was durch das spärliche Auftreten von Chlorit, Apatit und Magnetit erklärlich ist.

c) Quarzhornblendeporphyrite.

Es sind hellgraue Gesteine, in denen der Plagioklas (Oligoklas-Andesin) als porphyrischer Einsprengling in bis 1 qcm großen Tafeln liegt. Bis 1 cm lange grünschwarze Hornblendenädelchen sind selten. Makroskopisch konnten einige klare Quarzkörner erkannt werden. Das spez. Gew. beträgt 2,73. U. d. M. erkennt man grünbraune stark pleochroitische Hornblende, Plagioklas, Orthoklas und Quarz als Hauptgemengteile. Biotit, Erz, Titanit, Apatit und Chlorit treten akzessorisch auf. Manche Quarzporphyritgänge sind auch noch feinkörniger als der eben beschriebene und besitzen

dann meist weniger porphyrische Feldspateinsprenglinge. Derartige gangförmig auftretende Gesteine haben ein spez. Gew. von 2,82. Sie sind reich an Hornblende, dagegen tritt der Plagioklas in der Grundmasse stark hinter dem Orthoklas zurück. Epidot findet sich reichlich als Neubildung.

d) Augitporphyrit.

Graugrüne feinkörnige Gesteine vom spez. Gew. 2,86 mit bis $\frac{1}{2}$ qcm großen porphyrischen Einsprenglingen von Labradorit-Bytownit. Makroskopisch erkennt man ferner etwas Pyrit. U. d. M. wurde konstatiert, daß der dunkle Hauptgemengteil ein bräunlich durchsichtiger Augit ist. Außerdem findet sich stark zersetzter Feldspat, Chlorit und Titaneisen. Infolge der diabasisch-körnigen Struktur der Grundmasse könnte man das Gestein vielleicht auch zu den Diabasporphyriten stellen.

e) Diabasporphyrit.

Vor allem, wenn der Augit etwas violett aussieht und pleochroitisch wird, so daß man ihn zum Titanaugit stellen muß, werden diese basischeren Gesteine am besten zu den Diabasporphyriten gerechnet. Derartige Gesteine zeigen neben Pyrit besonders schön Titaneisen in zerhackten Formen.

f) Andesite.

Als Basalte oder Andesite müssen gangförmig im rosagefärbten Granit auftretende Gesteine bezeichnet werden, die eine vollkommen dichte schwarze Grundmasse besitzen, in der wenige bis 8 mm große klare Plagioklaseinsprenglinge liegen. Nach dem spez. Gew. von 2,88 zu urteilen, scheint ein Andesit vorzuliegen. Das Gestein zeigt u. d. M. ziemlich starke Zersetzung. Plagioklas und etwas Magnetit konnten festgestellt werden. Olivin wurde nicht bestimmt.

(Schluß folgt.)

Revision der Liasgeschiebe Mecklenburgs.

Von **Walter Oertel** in Clausthal.

Die Mecklenburger Liasgeschiebe wurden zum erstenmal genauer von E. Geinitz (1, 3) und Loock (4) beschrieben. Es zeigte sich jedoch bald, daß die Fossilbestimmungen der beiden Autoren dringend eine Revision erforderten. Die Pflanzengeschiebe sind bereits von A. G. Nathorst (5, 9) neu bearbeitet worden. Dabei hat sich ergeben, daß die von Geinitz als Hörsandstein beschriebenen Geschiebe von Lantow bei Laage, Rostock, Neubrandenburg, Parchim, Malchin hauptsächlich obercretacisches Alter besitzen, und einem mit dem Ryedal- und Ahussandstein Schonens gleichaltrigen Kreidesandstein entstammen. Nathorst hat über-

zeugend bewiesen, daß östlich von Lübeck gar keine Geschiebe von Hörsandstein mehr vorkommen können, da die Bewegung der aus NW-Schonen vordringenden Eisströme in allen Fällen mehr nach Westen gerichtet war und anstehende Hörsandsteinablagerungen auch nicht mehr außerhalb NW-Schonens unter dem Ostseespiegel vermutet werden dürfen.

Einem Geschiebe mit verkohlten Pflanzenresten (Tügen bei Neubukow) schrieb NATHORST ein triadisches Alter zu, während er sich über einen Sandsteinschiefer mit *Cladophlebis*, *Gingko* und *Schizoneura* (Fundort Zinow) dahin äußerte, daß dieses Geschiebe möglicherweise dem pflanzenführenden Rhät Bornholms entstammen oder gegebenenfalls auch noch älter als Rhät sein könnte. Jedenfalls wäre auf den Vergleich der mecklenburgischen liassischen Pflanzengeschiebe mit den anstehenden pflanzenführenden Rhät—Lias-Ablagerungen Bornholms näher einzugehen, wobei die monographische Bearbeitung der Bornholmer Rhät—Lias-Pflanzen durch MÖLLER wertvolle Anhaltspunkte geben könnte. Einen Teil der pflanzenführenden Sandsteingeschiebe hat GOTHAN, wie Verf. aus den beiliegenden Etiketten im Rostocker Museum ersehen konnte für möglicherweise tertiär gehalten und mit mitteldeutschen Braunkohlenquarziten verglichen.

Es hat sich somit gezeigt, daß die pflanzenführenden „Lias“-geschiebe Mecklenburgs in Wirklichkeit wohl in den wenigsten Fällen liassisch sind, sondern ein sehr verschiedenes Alter besitzen, und daß die älteren Bestimmungen durchweg irrtümlich waren.

Letzteres trifft nun aber auch auf die übrigen aus Mecklenburg beschriebenen Liasgeschiebe zu. Die Lektüre der oben genannten älteren Abhandlungen (3, 4), namentlich auch die darin enthaltenen Angaben über die Vergesellschaftung von Fossilien des oberen Lias und unteren Doggers, und über das Zusammenauftreten von Amaltheen und Ammoniten der *Opalinus*-Schichten erweckte in dem Verf. derartige Zweifel an der richtigen Bestimmung der in Frage kommenden Ammoniten, daß er eine Neubearbeitung des im Rostocker Museum aufbewahrten Geschiebematerials für dringend erforderlich hielt. Herrn Geheimrat GEINITZ sei auch an dieser Stelle der verbindlichste Dank dafür abgestattet, daß er in liebenswürdigster Weise die Liasgeschiebe einer Neubearbeitung zugänglich machte.

Mittlerer Lias.

Um den Vergleich mit den LOOCK'schen Angaben zu erleichtern, werden die Amaltheengeschiebe in derselben Reihenfolge wie bei LOOCK (4, p. 78—82) aufgezählt.

1. Schwarzgraue, ockergelb verwitternde Knollen, reich an Ammoniten. Sammlg. NETTELBLADT und DETHLOFF. Fundort: Bellin und Güstrow. Vgl. LOOCK, No. 2.

Von den in diesen Geschieben reichlich vorkommenden Amaltheen gehören mehrere zu *Amaltheus spinatus* Brug. Sie gleichen am meisten Fig. 17, 18 auf Taf. 42 in Quenstedt's Ammoniten des Schwarzen Jura. Es handelt sich offenbar um noch nicht ausgewachsene Exemplare. Lobenlinien ließen sich nicht beobachten.

Das von Loock (4, p. 79) erwähnte Bruchstück eines der letzten Umgänge von *Ammonites amaltheus* Schloth. gehört einem *Amaltheus margaritatus* Montf. an. An der opalisierenden Schale ist der Zopfkiel sehr deutlich sichtbar. Feine, schwach geschwungene Anwachsstreifen ziehen sich über die Flanken hin.

Die von Loock als *Ammonites opalinus* Rein. bestimmten kleinen Ammoniten mit opalisierender Schale gehören aber nicht zu *Leioceras opalinum*, sondern sind kleine Amaltheen, die zu der Quenstedtschen Form *Amaltheus laevis* zu stellen sind. An einigen ließ sich noch ein schwach entwickelter, gekerbter Kiel beobachten, während bei mehreren Exemplaren der Kiel vollkommen glatt ist. Es lassen sich aber alle Übergänge von solchen mit schwach gekerbtem und ganz glattem Kiel feststellen.

Amaltheus laevis ist in den baltischen Amaltheengeschieben sehr häufig und wird auch von Stolley (10, p. 142) aus mehreren holsteinischen Geschieben (Nord-Ostseekanal und Ostseestrand zwischen Doberan und Warnemünde) erwähnt. Es handelt sich in beiden Fällen um petrographisch und faunistisch einander sehr nahestehende Geschiebe, die sicherlich demselben Ablagerungsgebiet entstammen.

Schon E. Geinitz hat (7, 8) auf die Verwechslung des *A. laevis* Quenst. mit Jugendformen von *Leioceras opalinum* hingewiesen, anscheinend ohne Erfolg, denn Kegel (12, p. 270) erwähnt das vorliegende Geschiebe und spricht sich dahin aus, daß das Zusammenauftreten von *L. opalinum* mit *Amaltheus margaritatus* und *A. costatus* eine genaue Klassifikation der mecklenburgischen Geschiebe unmöglich mache. Er weist dabei auf die Angaben Deecke's (Ein Geschiebe mit *Aegoceras capricornum* Schloth. von Ückermünde. Mitt. des naturw. Ver. f. Neuvorpommern und Rügen. 19. Jahrg. p. 38) hin. In Wirklichkeit lassen sich aber die mecklenburgischen mittelliassischen Geschiebe genau so eindeutig horizontieren, wie die von Kegel (12, p. 270) beschriebenen Amaltheengeschiebe von Saßnitz auf Rügen und Schlagenthin bei Müncheberg in der Mark, in denen neben *Amaltheus spinatus* Brug. auch *A. margaritatus* var. *laevis* Quenst. von Kegel vollkommen einwandfrei bestimmt worden ist.

Außer den Amaltheen fanden sich in den Geschieben von Güstrow und Bellin noch Bruchstücke von Belemniten, von denen einer noch die Alveole erkennen ließ. Es handelt sich wahrscheinlich um *Belemnites elongatus* Mill. oder *B. umbilicatus* Blainv. Daneben ließen sich noch nachweisen: *Dentalium Etalense*

Terqu. et Piette (vgl. Loock, p. 79) und eine kleine *Leda* (*Leda Bornholmiensis* v. Seeb.).

2. Ein Stück hellgrauen Mergelkalks, reich an Ammoniten und Zweischalern. Koll. Vortisch. Fundort: Börzow bei Grevesmühlen. Vgl. Loock, No. 3.

Auch hier ist wieder der häufigste Ammonit *Amaltheus laevis* Quenst., den wir bei Loock als *Ammonites opalinus* Rein. und *A.* cf. *concavus* Sow. bestimmt finden. Der von Loock daraus beschriebene *Amaltheus costatus* Schloth. schließt sich enger an *A. coronatus* Quenst. (Amm. Taf. 41 Fig. 20—22) an.

Dentalium Parkinsoni Quenst. bei Loock ist mit *D Etalense* Terqu. et Piette identisch, das im mittleren Lias von Bornholm und Schonen häufig vorkommt und aus den Neubrandenburger und pommerschen Mittelliasgeschieben von Deecke des öfteren genannt wird. Ebenso sind die *Nucula*-Arten falsch bestimmt. Es handelt sich weder um *Nucula Hammeri* Defr. und *N. ornati* Quenst., sondern um *N. Omalinsi* Chap. et Dew., *Leda suboralis* Goldf.; *Cardium* cf. *striatulum* Sow. ist in Wirklichkeit *Protocardia Phillipiana* Dunk., *Arca* cf. *Münsteri* Goldf. ist mit *Macrodon cypriniformis* Lundgr. identisch. Sehr häufig sind ferner Reste von Treibholz.

Es handelt sich also um eine typisch mittelliassische Faunenvergesellschaftung. Gastropoden und Zweischaler finden sich im Mittellias von SO-Schonen und Bornholm und gleichaltrigen Geschieben von anderen Fundpunkten, deren Stellung und Alter richtig gedeutet wurde.

3. Knollen eines dichten, hellgrauen Mergelkalks. Das Stück erinnert petrographisch an einzelne Calloviengeschiebe des Baltikums. Koll. Borchert. Fundort: Mödenthin bei Wismar. Loock, No. 4.

Der darin vorkommende Ammonit ist wiederum *Amaltheus laevis* Quenst. mit irisierender Schale. An einigen Exemplaren ließ sich ein schwach gekerbter Kiel feststellen. Es liegt also auch hier wieder eine Verwechslung dieser Form mit *Leioceras opalinum* Rein. vor.

Daneben kommen vor: *Dentalium Etalense* Terqu. et Piette, *Leda Omalinsi* Terqu. et Piette, *L. Bornholmiensis* v. Seeb. *Lima acuticosta* Goldf., *Modiola* sp., *Protocardia Phillipiana* Dunk., *Goniomya rhombifera* Goldf.

Von einer Vergesellschaftung von Formen des mittleren, oberen Lias und solchen des unteren Doggers kann natürlich nicht die Rede sein. Die dahin gehenden Angaben sind auf die vollkommen irrtümliche Bestimmung sämtlicher Fossilien durch Loock zurückzuführen. Faunistisch hat das Geschiebe dieselbe Stellung wie die Geschiebe 1 und 2.

4. Dunkler bituminöser Mergel mit reichlichem Pyritgehalt. Koll. Ahlers. Fundort: Warnemünde. Loock, No. 5.

Petrographisch erinnert das Geschiebe vollkommen an die *Lamberti*-Geschiebe des baltischen Callovien. Der von Loock als *Ammonites opalinus* Rein. gedeutete Ammonit ist *Amaltheus laevis*, dessen Scheidewände auf Querschnitten mit Pyritnädelchen inkrustiert sind. Daneben fanden sich viel Treibholzreste.

Das Stück stimmt petrographisch völlig mit den oben erwähnten von Stolley (10, p. 142) beschriebenen Geschieben überein, als dessen Fundort die Ostseeküste zwischen Doberan und Warnemünde angegeben wird und das im Besitz des Museums für Naturkunde in Berlin ist. *Amaltheus spinatus* und *A. Engelhardti* waren dagegen in dem Rostocker Geschiebe nicht enthalten.

5. Von demselben Fundort erwähnt Geinitz (7) einen schweren roten Sphärosiderit, in welchem *Amaltheus Engelhardti* d'Orb. und viele zu *A. laevis* Quenst. gehörende Amaltheen, die ebenfalls von Loock als *Harpoceras opalinum* gedeutet worden sind, enthalten waren. Bei der Revision war aber das betreffende Stück nicht mehr aufzufinden. Es ist auch in der Loock'schen Abhandlung nicht erwähnt, die Bestimmung Loock's mußte also nur aus der Etikette ersichtlich gewesen sein.

6. Schwarze bituminöse Mergelknollen mit vielen Amaltheen und Treibholzresten. Fundort: Warnemünde. Gleicht petrographisch vollkommen No. 4 und erinnert sehr an die baltischen *Lamberti*-Geschiebe. Die darin massenhaft vorkommenden Amaltheen gehören sämtlich zu *Amaltheus laevis* Quenst.

7. Pyritknolle mit ansitzendem grauschwarzem Mergel und mehreren Bruchstücken und Exemplaren von *Amaltheus laevis*. Koll. Lange. Fundort: Rostock. Petrographisch gleicht das Gestein den bei Dobbertin anstehend gefundenen und von Geinitz (7, 8) beschriebenen Dobbertiner Amaltheenmergeln.

Amaltheus laevis ist auch hier wieder von Loock als *Leioceras opalinum* beschrieben.

8. Graugelbe Mergelknolle mit vielen Amaltheen und Treibholzresten. Koll. Berg. Fundort: Niederklütz bei Klütz.

Von den Amaltheen wurde ein Teil als *Amaltheus coronatus* Quenst. bestimmt, gleicht aber vielmehr dem *A. costatus spinatus* bei Quenstedt (Amm. d. Schwarz. Jura. Taf. 42 Fig. 17 u. 18). Ein anderer Teil der Amaltheen gehört wieder zu *laevis*.

Daneben fand sich eine Belemnitenalveole und *Macrodon* sp. Das Stück gleicht petrographisch wie das vorhergehende vollkommen den bei Dobbertin anstehenden Amaltheenschichten.

9. Gelbbrauner Mergel mit stark abgerolltem *Amaltheus spinatus* Brug. Fundort: Blankenberg. Vgl. Loock, No. 8 und Geinitz (3, No. 2).

10. Rissiger rotbrauner Toneisenstein von polygonalem, muscheligem, scharfeckigem Bruch. Fundort?. Vgl. Geinitz (3, No. 1), Loock (No. 13).

An Fossilien enthält das Geschiebe *Goniomya rhombifera* GOLDF. in mehreren Exemplaren und kleine Gastropoden, welche von GEINITZ als *Rissoina* cf. *duplicata* D'ORB. bestimmt wurden.

Von gleicher petrographischer Beschaffenheit war ein rotbraunes flaches Sphärosideritgeschiebe aus dem Geschiebemergel von Heiligendamm, welches auch bei GEINITZ (3, No. 1) erwähnt ist, aber keinerlei Fossilien enthält. Ein ganz ähnlicher roter sandiger Sphärosiderit von Stoltera bei Warnemünde enthielt einen vollkommen verdrückten Ammoniten, von dem die Schale bis auf eine sehr dünne rissige Innenschicht abgesprungen war. Es ließ sich infolgedessen nicht sagen, ob es sich um einen *Amaltheus laevis* QUENST. oder einen *Harpoceras* handelt.

In beiden Fällen läßt sich keine eindeutige Altersbestimmung ermöglichen, doch handelt es sich höchstwahrscheinlich um Mittellias, worauf auch der petrographische Habitus hindeutet, der an ähnliche Gesteine Bornholms (Stampen) erinnert.

Von den übrigen von LOOCK und GEINITZ erwähnten mittelliassischen Geschieben müssen die der GÖRNER'schen Sammlung angehörigen, im Neustrelitzer Museum befindlichen Geschiebe ausscheiden. GÖRNER hat nachweislich nordwestdeutsche und süddeutsche Jurafossilien als einheimische mecklenburgische Geschiebe ausgegeben, und schon GOTTSCHE äußert sich über den Wert der GÖRNER'schen Sammlung treffend folgendermaßen: „Die Kollektion GÖRNER, in welcher Zechstein aus Thüringen, devonische Clymenienkalke aus dem Fichtelgebirge und Pentremiten des Kohlenkalks von Nordamerika als einheimische Funde vorliegen, verdient in dieser Hinsicht keinen Glauben." Die von GEINITZ (3, No. 3) genannten Exemplare von *Gryphaea cymbium* dürften danach als verschleppt zu bezeichnen sein. Dasselbe trifft auf ein Geschiebe eines dichten, sehr festen graugelben Kalkes zu, welches 15 Stielglieder eines *Pentacrinus basaltiformis* MILL. enthält (vgl. GEINITZ 3, No. 4 und LOOCK, No. 14).

Das der HUTH'schen Sammlung angehörige Stück dürfte aus dem süddeutschen Lias stammen, denn eigentliche Kalkabscheidung ist im Küstenbereich des nördlichen Liaskontinents überhaupt nicht erfolgt. Auch der von GEINITZ (3, p. 9, 3. Abs.) von Püchow erwähnte *Pentacrinus* cf. *subangularis* ist kein Geschiebe, sondern als verschleppt zu bezeichnen.

Die Revision der Mecklenburger Mittelliasgeschiebe hat ergeben, daß die in den Geschieben vorkommenden Fossilien, namentlich die Ammoniten, in derselben Vergesellschaftung vorkommen wie in anderen Teilen Deutschlands auch. Die auf die Verwechslung des *Amaltheus laevis* QUENST. mit *Leioceras opalinum* zurückzuführende Annahme, daß Formen des unteren Dogger mit mittelliassischen Faunenelementen zusammen vorkommen, muß mit größter Ent-

schiedenheit zurückgewiesen werden. Es läßt sich allerdings die Frage noch aufwerfen, ob die mecklenburgischen Amaltheengeschiebe eine Gliederung der δ-Stufe in eine Margaritaten- und Spinaten-(Costaten-) Zone erkennen lassen.

In NW-Deutschland liegt *Amaltheus laevis* Quenst. an der Basis der *Margaritatus*-Zone (δ_1). Im mittleren Teil der *Margaritatus*-Zone treten die von Quenstedt als Varietäten des *Amaltheus margaritatus* de Montf. bezeichneten var. *compressa*, *depressa*, *gibbosa*, cf. *coronata* und *coronata* auf, während in der Spinaten- oder Costatenzone (δ_2) von *Amaltheus costatus* Schloth. die Quenstedtschen var. *costata nuda* und *costata spinata* auftreten. In Schwaben kommt nach Quenstedt die var. *spinosa* schon in der Unterregion der Deltaschichten vor.

Andererseits treten nach Quenstedt (Ammoniten des Schwarzen Jura. p. 330. Taf. 42 Fig. 9) dem *Costatus* ähnliche Formen, welche starke Rippen zeigen, die in Knoten endigen, schon in den unteren Teilen der Margaritatenregion auf. Ähnliche Varietäten fanden sich in den Geschieben 1 und 8, während nur Geschiebe 9 den typischen *Costatus* mit den starken und manchmal dicht unter dem Kiel in undeutliche Anschwellungen endigenden Rippen enthielt. Da die genannten beiden Geschiebe außerdem noch den in der unteren Margaritatenzone auftretenden *Amaltheus laevis* enthielten, der ja auch in den Geschieben No. 2 (neben *A. coronatus*), No. 3, 4, 5, 6, 7 sich vorfand, so scheinen in den genannten acht Amaltheengeschieben die tieferen Teile der Amaltheenstufe vertreten zu sein, während das petrographisch abweichende Geschiebe 9, das einen *A. costatus*-Typus enthält, möglicherweise höheren Teilen der baltischen Deltaschichten entstammen könnte.

Andererseits scheint in anderen Amaltheengeschieben *Amaltheus spinatus* Brug. mit *A. laevis* Quenst. zusammen vorzukommen. Wenigstens erwähnt Stolley (s. oben) einen tonigen Sphärosiderit vom Nordostseekanal, in dem *A. laevis* mit *A. spinatus* zusammen auftritt, dasselbe ist nach Stolley bei einem Geschiebe von Klütz der Fall. Auch Deecke (s. oben) hat von Neubrandenburg in Mecklenburg-Strelitz Amaltheengeschiebe beschrieben, in denen *A. coronatus* Quenst. mit *A. spinatus* Brug. auftreten soll. Im Rostocker Museum habe ich eine große Anzahl solcher Neubrandenburger Geschiebe aus der Kollektion Steusloff untersucht und darin nur *A. coronatus* vorgefunden. Auch Kegel (12, p. 270) erwähnt zwei Amaltheengeschiebe, von Saßnitz auf Rügen und Müncheberg in der Mark, in denen *A. laevis* und *A. spinatus* vergesellschaftet sind. Nach alledem scheint in den baltischen Amaltheenschichten *A. laevis* doch noch in die Spinatenzone hinaufgereicht zu haben oder umgekehrt die Amaltheen, welche im nordwestdeutschen oder schwäbischen Lias für gewöhnlich erst in der dort wohlentwickelten Costatenzone aufzutreten pflegen, schon in der Margaritatenzone

aufzutreten. Um diese Frage genau entscheiden zu können, genügen natürlich einzelne Funde von losem Geschiebe nicht, dazu wären zusammenhängende Profile nötig.

Es wäre auch nicht ausgeschlossen, daß in den baltischen Liasablagerungen eine Margaritaten- und Costatenzone überhaupt nicht ausgeschieden werden könne; dies scheint auch stellenweise in Franken der Fall zu sein, denn schon QUENSTEDT (Ammoniten d. schwäbischen Jura. I. p. 336) erwähnt, daß bei den großen Ausgrabungen am Donau-Mainkanal sich *A. margaritatus* vereinzelt mit *A. costatus* zusammen vorfand und in der Aalener Gegend *A. margaritatus* noch über den *Costatus* hinaufreicht.

So läßt sich also nur sagen, daß die Geschiebe mit *A. laevis* QUENST., *A. coronatus* QUENST., in denen sich auch *A. spinosus costatus* QUENST. findet, wahrscheinlich die tiefen Teile der im Untergrunde Mecklenburgs anstehenden Amaltheenschichten vertreten. *A. coronatus* QUENST. und ebenso *A. nudus-margaritatus* QUENST. haben sich ja auch in Dobbertin an der Basis der dort erschlossenen unteren ε-Tone gefunden, wie dies ja schon GEINITZ (7, 8) mitgeteilt und wovon Verf. bei der Untersuchung des reichen Dobbertiner Fossilmaterials in der Rostocker Landessammlung sich überzeugen konnte. Merkwürdig ist jedenfalls, daß *A. margaritatus* DE MONTF. in den Mecklenburger Amaltheengeschieben fehlt und auch in den Dobbertiner Amaltheenschichten sehr zurücktritt. Auch in den holsteinischen Geschieben scheint *A. margaritatus* in seiner typischen Form zu fehlen, wenigstens ist er von STOLLEY (10) daraus nicht erwähnt worden. Dagegen sind die von QUENSTEDT eingehend beschriebenen kleinen Amaltheen *A. laevis*, *A. coronatus* recht häufig. Es läßt sich aber andererseits auch nicht sagen, daß die in den baltischen Amaltheenschichten auftretenden Amaltheen kleinwüchsiger waren als die im nordwest- und süddeutschen Jura auftretenden, denn das Kieler Geologische Institut besitzt nach STOLLEY (10, p. 142) ein Riesenexemplar eines *A. spinatus* BRUG. (Durchmesser 30 cm). Die mittelliassischen Geschiebe sind in petrographischer Hinsicht sehr verschieden entwickelt. Es handelt sich entweder um dunkle pyritreiche Tone vom Aussehen des *Lamberti*-Knollen des Callovien (3, 4, 6) und um graue, feste, ockergelb verwitternde Mergel (1, 7, 8, 9, Dobbertin) oder um sehr feste rote, rostbraune Sphärosiderite (5, p. 107). Ein weiterer petrographischer Typus wird durch die Neubrandenburger Amaltheengeschiebe repräsentiert, rostbraune oder graue Quarzsandsteine, welche ganz erfüllt sind von rundlichen oder eckigen Toneisensteingeoden. Die beiden zuletzt erwähnten Typen erinnern an den mittleren Lias von Bornholm, namentlich an Gesteine, welche an der Mündung der Stampeaa anstehen. In letzterem Fall handelt es sich um grobklastische Ablagerungen der Litoralzone, wogegen die anderen Geschiebe zwar nicht auf die Strandzone, immerhin

aber doch auf in einem seichten Meer abgelagerte Sedimente hindeuten. Dafür spricht das darin massenhaft vorkommende Treibholz, sowie die Zertrümmerung der Ammonitenschalen.

Oberer Lias.

Vom oberen Lias ist vor allem die *Elegans*-Zone der unteren ε-Schichten vertreten.

Dahin gehört:

1. eine Kalksteingeode, deren Kern blaugrau ist und die eine braungelbe Verwitterungskruste aufweist. Fundort: Heidberg bei Teterow. Vgl. Loock (4, p. 78. No. 1), Geinitz (3, p. 8). Loock und Geinitz erwähnten daraus *Ammonites concavus* Sow. und vergleichen die Geode mit den Ahrendsburger Kalklinsen, denen sie in der Tat sehr ähnelt.

Die Bestimmung Loock's ist aber irrtümlich. *A. concavus* Sow. ist eine Art der *Concavum*- (unteren *Sowerbyi*-) Zone des Dogger. Es handelt sich hier um *Harpoceras elegans* Y. et B.[1], welcher viel tiefer liegt und die *Elegans*-Zone der unteren ε-Schichten charakterisiert, worauf schon Stolley (10, p. 144; 12, p. 289—290) und Benecke (Die Versteinerungen der Eisenerzformation von Deutsch-Lothringen und Luxemburg. Abh. d. Geol. Spezialk. von Elaß-Lothringen. N. F. Heft VI. p. 520) hinweisen. Der Ammonit stimmt sehr gut mit der von Wright (Monograph of the Lias Ammonites of the British Islands. Taf. 63 Fig. 1) gegebenen Abbildung überein und zeigt die für *Harpoceras elegans* Y. et B. charakteristischen unregelmäßigen Sichelrippen, die auf den jüngeren Umgängen immer undeutlicher werden, und die konkave Suturfläche. Nahe der

---

[1] Das Original zu Sowerby's *Harpoceras elegans* ist leider verloren gegangen. Schon Wright (Monograph on the lias ammonites of British Islands. 1878. p. 447) erwähnt, daß Sowerby unter *Ammonites elegans* wahrscheinlich überhaupt keinen Liasammoniten beschrieben hat, und daß der im oberen Lias von Whitby häufige Ammonit, der vielfach damit verwechselt wurde, mit *Harpoceras elegans* Young et Bird identisch ist. *Ammonites elegans* Sowerby ist aber doch wohl eine oberliassische Form gewesen, die in die Gruppe des *Harpoceras falcifer* Sow. und damit zu den Harpoceren im engeren Sinn gehörte. Ob sie allerdings mit *H. bicarinatum* Wright identisch war, wie Buckman (Geol. Mag. 1887. p. 399) anzunehmen geneigt ist, ist sehr fraglich. Jedenfalls gehört aber die von Wright (a. a. O.) beschriebene und abgebildete Form, mit der auch die in den unteren ε-Schichten Holsteins (Ahrendsburg), der Hamburger und Lübecker Gegend, Mecklenburgs (Teterow, Dobbertin), Pommerns (Grimmen), NW-Deutschlands (Schandelah, Groß- und Klein-Sisbeek u. a. Fundorte) häufig sich findenden Exemplare identisch sind, zu *H. elegans* Y. et B., das von Buckman *H. pseudo-elegans* genannt wurde. W. Ernst schlägt nach freundlicher Mitteilung vor, diese Form *H. elegans* Y. et B. zu nennen und den Sowerby'schen Speziesnamen ganz zu streichen.

Mündung sitzt der zweiteilige längliche Aptychus, welcher feine konzentrische Streifen aufweist.

2. und 3. Zwei Kalkgeoden von demselben petrographischen Habitus wie 1. Koll. v. PENTZ. Fundort: Teterow.

Die beiden Geschiebe enthalten zahlreiche jüngere Exemplare von *Harpoceras elegans*, bei welchen die unregelmäßigen Sichelrippen auch auf dem Steinkern mehr hervortreten. Sie waren irrtümlich als *H. supplanatum* OPP. bestimmt. Sie liegen in demselben Erhaltungszustand vor wie bei Schandelah und an anderen nordwestdeutschen Fundorten.

4. Demselben Horizont gehört ein petrographisch mit No. 1—3 völlig übereinstimmendes Geschiebe mit *Inoceramus dubius* SOW. und *Straparollus minutus* ZIET. an. Koll. STEUSLOFF. Fundort: Kiesberg bei Neubrandenburg.

Wie aus zwei beiliegenden Karten hervorgeht, hatte STOLLEY schon 1899 das Geschiebe dem unteren ε-Lias zugerechnet.

5. Eine Mergelgeode, welche petrographisch vollkommen mit den Dobbertiner Geoden übereinstimmt. Sammlung KOCH. Fundort: Heiligendamm. Vgl. GEINITZ (3, p. 8) und LOOCK (p. 84, No. 15).

Das Stück enthält *Straparollus (Coelodiscus) minutus* ZIET., *Inoceramus dubius* SOW., Pflanzen und Insektenreste. GEINITZ möchte es nach freundlicher mündlicher Mitteilung für verschleppt halten.

6. und 7. Einem wahrscheinlich höheren Niveau gehören zwei graue, etwas sandige Mergelkalkgeoden an, von denen die eine von Horst bei Bützow stammt, die andere ohne Fundort, wahrscheinlich von Rostock ist. Vgl. LOOCK (No. 9, p. 82), GEINITZ (3, p. 8, 2. Rubrik).

Sie enthalten Abdrücke von *Dactylioceras commune* SOW., das auch in den Posidonienschiefern von Dobbertin vorkommt.

Das von LOOCK p. 82 unter No. 10 erwähnte Bruchstück eines dunkelgrauen Kalksteins, welcher ein sehr großes *Hildoceras bifrons* BRUG. enthält, ist sicher kein Geschiebe, sondern verschleppt und stammt wahrscheinlich aus England. Denn die ε-Schichten sind in Mecklenburg faziell ganz andersartig entwickelt. Außerdem ist aber *H. bifrons* in den nordwestdeutschen Posidonienschiefern sehr selten und bis jetzt nur in wenigen Exemplaren gefunden worden (vgl. auch STOLLEY, 11, p. 289).

Der als No. 11 p. 83 erwähnte Steinkern von *Ammonites* cf. *insignis pustulosus* QUENST. war nicht mehr aufzufinden. Da es sich aber nach freundlicher Mitteilung von Herrn Geheimrat GEINITZ ebenfalls um ein verschlepptes Stück, das deswegen wohl auch aus der Sammlung entfernt worden war, handelt, so ist es wie das vorhergehende aus der Liste der oberen Liasgeschiebe zu streichen.

Einen sehr schlechten Erhaltungszustand wies das von Geinitz (3, p. 8 unter 1, 4. Absatz) und von Loock unter No. 7, p. 82 erwähnte Ammonitenbruchstück auf. Fundort: Klocksin bei Malchin. Das Stück war bald als *Ammonites* cf. *semiradiatus* (Geinitz), bald als *A.* cf. *affinis* Seeb. (Loock) bestimmt. Was unter *A. semiradiatus* gemeint ist, war nicht zu ermitteln. Es gibt zwar einen *A. semicostatus*, welcher zu den Arietiten gehört, aber keinen *A. semiradiatus*. Hier liegt jedoch ein *Harpoceras* mit feinen dichtgedrängten, unregelmäßigen, auf den Kiel fortsetzenden und dort umbiegenden Rippen vor, von dem leider die wichtigsten Teile, nämlich die Nabelpartie und die älteren Umgänge, nicht erhalten sind. Die Bestimmung Loock's ist irrtümlich. An dem vorliegenden Ammonitenbruchstück fehlen die für *Oxynoticeras affine* charakteristischen schrägen Suturflächen. Außerdem ist der Querschnitt elliptisch, während der von *affinis* nach v. Seebach nahe der Nabelkante die stärkste Breite zeigt und nach oben zu sich stark zuspitzt.

Der Erhaltungszustand dieses Bruchstückes reicht also zur Bestimmung nicht aus. In bezug auf die Beschaffenheit des anhaftenden Gesteins ließ es sich mit keinem der übrigen oberen Liasgeschiebe Mecklenburgs vergleichen. Auch der bei Dobbertin anstehende obere Lias ist faziell andersartig entwickelt.

8. Zu den von Geinitz und Loock beschriebenen Stücken ist neu hinzugekommen ein großes Stück eines hellgrauen glimmerreichen, ockergelb verwitternden Kalksandsteins oder sandigen Kalks. Sammlung v. Pentz. Fundort: Teterow.

Derselbe enthält massenhaft kleine Fischschuppen und Bruchstücke von Aptychen, überhaupt Chitin-Flitterchen, daneben auch weiße Schalentrümmer von Ammoniten und Zweischalern. Bestimmen ließen sich mehrere Ammonitenbruchsteinkerne, von denen der eine zu *Harpoceras (Grammoceras) striatulum* var. *toarcense* d'Orb. zu rechnen ist, wogegen der andere verdrückt ist und einem ziemlich hochmündigen *Harpoceras* mit stark ausgeprägten, nahe dem Kiel nach vorne gebogenen Rippen angehört. Die Rippen werden von ziemlich breiten Zwischenräumen getrennt. Ein Hohlkiel ließ sich noch erkennen. Soweit sich bei der nicht ganz einwandfreien Erhaltung eine Bestimmung ermöglichen ließ, war eine Verwandtschaft mit *H. (Lillia) Bayani* Dum. (vgl. Dumortier: Etudes paléontologiques sur les dépots jurassiques du bassin du Rhône. IV. Taf. 16 Fig. 7. p. 69) zu erkennen. Es handelt sich demnach um eine Form aus der Gruppe des *H. (Lillia) Comense* v. Buch, die vielfach mit der letztgenannten Art vereinigt wird.

H. striatulum var. *toarcense* d'Orb. kennzeichnet die *Striatulus*-Schichten der unteren *Jurensis*-Stufe und liegt in NW-Deutschland nahe der Basis der *Jurensis*-Mergelschichten und wo, wie in der Umgebung von Dörnten und Salzgitter die Dörntener Schiefer

zwischen den obersten ε-Schichten und unteren ζ-Schichten sich einschalten, über der Bank mit *Hammatoceras illustre* DENCK. *Lillia Comensis* v. BUCH tritt schon in den Dörntener Schiefern auf und reicht noch bis in die *Striatulus*-Schichten hinauf.

Dieses Geschiebe ist zweifellos das jüngste unter den mecklenburgischen Liasgeschieben und beweist das Vorhandensein anstehender *Jurensis*-Schichten im tieferen Untergrund Mecklenburgs.

Es ist, worauf der ganze Habitus hindeutet, eine Strandbildung und zeigt uns eine in der ζ-Zeit erfolgte Regression des Liasmeeres an, von der sich nicht sagen läßt, ob sie nur lokal war oder größeren Umfang annahm.

STOLLEY hat (10, p. 143) ähnliche Sandsteingeschiebe von Ritzerau und Nusse in Holstein beschrieben und aus ihnen *Hildoceras Levisoni* SIMPS. und *H.* aff. *Comensi* v. BUCH erwähnt. Die von STOLLEY noch angeführten Zweischaler *Pseudomonotis substriata* v. BUCH und *Pecten pumilus* waren in dem vorliegenden Stück nicht vertreten. Diese holsteinischen Geschiebe sind außerdem auch etwas älter.

Die bei GEINITZ (2, p. 616; 3, p. 9 unter 3) aufgeführten *Ichthyosaurus*-Wirbel von Trebbin aus der GÖRNER'schen Sammlung in Neustrelitz sind nach GEINITZ ebenfalls als verschleppt zu bezeichnen. Immerhin haben sich aber im anstehenden Lias von Dobbertin vier *Ichthyosaurus*-Wirbel gefunden, so daß der Fund von solchen Saurierwirbeln nicht von vornherein als Fälschung zu bezeichnen wäre.

Die Untersuchung der oberliassischen Falcifereugeschiebe Mecklenburgs hat nun ergeben, daß weder *Leioceras opalinum* noch *L. concavum* in diesen Geschieben enthalten sind und daß demnach alle bisherigen Angaben in den holsteinischen, mecklenburgischen und pommerschen Geschieben irrtümlich sind. Es handelt sich vielmehr, worauf schon STOLLEY (10, p. 144, 145; 11, p. 289—291) anscheinend ohne Erfolg hingewiesen hat, stets um Falciferen aus der *Elegans*-Gruppe, die leider noch nicht monographisch behandelt ist. Auch die Bearbeitung der Dobbertiner Ammoniten durch den Verf. dieser Zeilen hat ergeben, daß hier nicht *Leioceras concavum* Sow. im oberen Lias auftritt, sondern daß hier die *Elegans*-Zone durch eine Fülle von Formen aus der Verwandtschaft des *Harpoceras elegans* Y. et B. und vor allem durch *H. elegans* selbst vertreten ist. Diese Zone ist wie an den nordwestdeutschen Fundorten durch den Reichtum an Fisch-, Insekten- und Pflanzenresten ausgezeichnet und ist nur insofern in den baltischen Ländern petrographisch etwas abweichend entwickelt, als sie dort als Ton mit zahlreichen eingelagerten flachen linsen- und brotlaibartigen Geoden auftritt.

Dies ist in Holstein der Fall, wie die Falciferengeschiebe der Gegend von Ahrendsburg und Oldesloe beweisen, aus denen MEYN

(Jura in Schleswig-Holstein, 1867 u. 1874) und GOTTSCHE (Die Sedimentärgeschiebe von Schleswig-Holstein, 1883) irrtümlicherweise *Harpoceras concavum* und *Leioceras opalinum* beschrieben haben, während es sich in Wirklichkeit um *Harpoceras elegans* Y. et B. und verwandte Formen handelt. Dies ist ferner in Vorpommern der Fall, wo die bekannten Tone von Schönenwalde bei Grimmen nicht, wie BERENDT und DEECKE beschrieben haben, *H. concavum* und *Leioceras opalinum* enthalten, sondern *Harpoceras elegans*. Es handelt sich bei den Grimmener und Dobbertiner Tonen um genau dieselben Horizonte, die auch hier wie dort im Fossilinhalt übereinstimmen und petrographisch gleichartig entwickelt sind. DEECKE war offenbar die erste Veröffentlichung STOLLEY's entgangen, sonst hätte er nicht (Geologie von Pommern. p. 35) der alten, auf die Verwechslung des *Harpoceras elegans* Y. et B. mit *Leioceras opalinum* und *Harpoceras concavum* durch DAMES (Z. d. D. G. G. 1874. p. 967) zurückgehende Annahme eines Zusammenfließens von oberem Lias und unterem Dogger stillschweigend zugestimmt und die Liastone von Grimmen an die obere Grenze des Lias gestellt. Es handelt sich in allen Fällen um untere ε-Schichten, und die Zonenfolge ist im baltischen Lias im allgemeinen die gleiche wie im süddeutschen und nordwestdeutschen, wenn natürlich auch kleinere zeitliche Unterschiede im Auftreten dieser oder jener Ammonitenform sich einstellen können und manche für den süddeutschen und nordwestdeutschen oberen Lias bezeichnende Art in den gleichaltrigen baltischen Ablagerungen vielleicht nicht gefunden werden wird. Es ist dabei ja auch zu bedenken, daß der baltische obere Lias uns nur sehr spärlich durch die wenig umfangreichen und heute zerstörten Profile von Grimmen und Dobbertin und verhältnismäßig wenig zahlreiche Geschiebe erschlossen ist. Aber trotzdem läßt sich einwandfrei feststellen, daß auch im baltischen Liasmeer nahe der Küste des skandinavisch-finnischen Kontinents die Aufeinanderfolge der Zonenfossilien eine gleiche war wie in den südlich gelegenen Sedimentationszonen. Die Angabe von Faunenvermischungen ist, sobald es sich um zeitlich weit auseinander liegende Faunen handelt, stets mit großem Mißtrauen aufzunehmen. Es handelt sich, falls nicht spätere Abrasionsvorgänge in Betracht kommen, wobei der Fossilinhalt älterer Schichten mit der jüngeren Fauna des abradierenden Meeres vermischt wurde (Beispiel: *Dispansum*-Zone der Gegend von Dörnten und Salzgitter, Ammonitenbreccie von Boll, Gaultammoniten im Bültener Eisensteinlager), meist um ungenaue oder unrichtige Bestimmungen. Das hat unter anderem die Revision der von NEUMAYR bearbeiteten Ammoniten von Balin bei Krakau ergeben, wo nach NEUMAYR auch eine Vermischung von Callovien- und Oxfordfossilien vorgelegen haben soll, die aber nachweislich auf ungenaue Aufsammlungen zurückzuführen ist.

Literaturverzeichnis.

1. 1882. Geinitz, E.: Beitrag zur Geologie von Mecklenburg. 1. Geschiebe von Hörsandstein. 36 Arch. d. Ver. d. Freunde d. Naturg. in Mecklenburg.
2. 1886. Preussner: Angaben über *Ichthyosaurus*-Wirbel von Trebbin. Z. d. D. G. G. 38 p. 910.
3. 1887. Geinitz, E.: 8. Beitrag zur Geologie Mecklenburgs. Über einige seltenere Sedimentärgeschiebe Mecklenburgs. Ebenda. p. 7—9.
4. 1887. Loock: Über die jurassischen Diluvialgeschiebe Mecklenburgs. 41. Archiv d. Ver. d Freunde d. Naturg. in Mecklenburg. p. 35.
5. 1890. Nathorst, A. G.: Über das angebliche Vorkommen von Geschieben des Hörsandsteins in den norddeutschen Diluvialablagerungen. 44. Mecklenb. Archiv. p. 17. Mit Tafel.
6. 1891. Steusloff: Sedimentärgeschiebe von Neubrandenburg. 45 Mecklenb. Archiv. p. 161.
7. 1892. Geinitz, E.: 13. Beitrag zur Geologie von Mecklenburg. 46. Mecklenb. Archiv. p. 85—89.
8. 1892. — Mittellias in Dobbertin in Mecklenburg. N. Jahrb. f. Min. etc. 1.
9. 1893. Nathorst, A. G.: Die Pflanzenreste eines Geschiebes von Zinow bei Neustrelitz. 47. Mecklenb. Archiv. p. 49—51. Mit Tafel.
10. 1897. Stolley, E.: Einige neue Sedimentärgeschiebe aus Schleswig-Holstein und benachbarten Gebieten. Schrift. d. Naturw. Ver. f. Schleswig-Holstein. 11. Bd. 1897.
11. 1908. — Über den oberen Lias und den unteren Dogger Norddeutschlands. N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XXVIII. p. 286 ff.
12. 1915. Kegel, W.: Über Diluvialgeschiebe mit Amaltheen. Z. d. D. G. G. 1915. 67. Briefl. Mitt. p. 269—271.

Neuere Funde von Wirbeltieren, besonders Säugetieren im Tertiär und Pleistocän der Iberischen Halbinsel.

Von **M. Schlosser.**

(Fortsetzung.)

Das Pontien der Mancha lieferte *Hipparion gracile* und *Hyaena eximia*, verschiedene andere noch nicht bestimmte Säugetierreste, Eier und Vogelknochen. Alle diese Fossilien stammen aus den Gipsmergeln der obersten Tertiärschichten von La Puebla de Almuradiel in der Provinz Toledo, was dafür spricht, daß die Gipsmergel z. T. noch der pontischen Stufe angehören, wie das unzweifelhaft der Fall ist bei den Kalken der Páramos und den Kalkmergeln (lanchuela), welche bei Palencia den Übergang zu den Gipsmergeln bilden. Die Kalke der Páramos sind zu unterst öfters ganz locker und von weißer Farbe und enthalten *Helix* und Süßwasserschnecken. Es ist daher richtiger, sie nicht für Absätze von großen Seen, sondern für Ablagerungen in seichten Teichen und

von Überschwemmungen und Sümpfen anzusprechen. Nach der Trockenheit des Sarmatien wurde also das Klima feuchter und infolge der reichlicheren Wasserführung der Flüsse fand auch eine stärkere Erosion statt als im Tortonien. Es geht das auch daraus hervor, daß in der Mancha auf die Gipsmergel mit Säugetieren der pontischen Stufe Tone, Sande mit Kreuzschichtung, Schotter und grobe Gerölle folgen, die durch erdigen Kalk verkittet sind, welcher in Kalktuff und in den typischen Kalk der Páramos übergeht. Bei Alcalá de Henares haben nämlich FERNANDEZ NAVARRO und CARANDELL ein Konglomerat von groben Geröllen mit kalkigem Bindemittel gefunden, über welchem der echte Kalk der Páramos liegt, und auch bei Baltanás, südlich von Palencia, hat PACHECO ein Konglomerat unter diesen Kalken beobachtet.

Die Gasteropoden aus der Umgegend von Palencia und aus den Tälern von Cerrato sind auf die Gipsmergel und die Kalke der Páramos beschränkt. Jene aus den schwärzlichen Mergeln und den gleichfalls schwärzlichen erdigen Kalken sind ausschließlich verdrückte Süßwasserschnecken, nämlich:

Paludestrina Renevieri LOCARD	*Planorbis* sp.
Planorbis Mantelli DUNKER	— *Matheroni* FISCH. et TOURN.

In den Kalken der Páramos kommen Steinkerne vor, die sich auf folgende Arten verteilen:

Helix sp.	*Limnaea heriacensis* FONT.
Viviparus aff. *ventricosus* SANDB.	*Bythinia gracilis* SANDB.
	— *ovata* DUNKER

Beiden Horizonten gemeinsam sind *Limnaea dilatata* NOULET und *Planorbis praecorneus* FISCH. et TOURN. Alle genannten Arten finden sich auch an anderen Lokalitäten der Iberischen Halbinsel besonders in Tajotale. Manche von ihnen gehen durch mehrere Horizonte, wie *Limnaea dilatata.* Etwas befremdend erscheint die gleichzeitige Anwesenheit von *Planorbis Mantelli* und *Pl. Matheroni.* Der erstere geht sonst nirgends in das Pliocän, der letztere ist ebenso wie der gleichfalls bei Cerro de Miraflores nachgewiesene *Pl. praecorneus*, der übrigens im Resumé gar nicht erwähnt wird, sonst nur aus der pontischen Stufe bekannt. Ich bin nach den Abbildungen des *Pl. Mantelli* keineswegs von der Richtigkeit dieser Bestimmung überzeugt, es könnte sich allenfalls um *Pl. Thiolliéri* handeln. Die schlechten Steinkerne von *L. heriacensis* und *L. dilatata* könnten wohl ebensogut solche von *Glandina inflata* sein. Nach diesen Korrekturen wäre die Übereinstimmung mit der Süßwasserschneckenfaunula von Concud erheblich größer, von wo ich (N. Jahrb. f. Min. etc. 1907. II.) 4 Säugetier- und 9 Conchylien-Arten beschrieben habe, auf welche ich noch zu sprechen kommen werde.

Was die Wirbeltierreste betrifft, so muß ich mich auf folgende Bemerkungen beschränken:

Testudo sp. Von einer sehr großen Landschildkröte ist außer zahlreichen nicht näher bestimmbaren Panzerplatten ein Humerus vorhanden, der in der Größe mit jenem von *perpigniana* am ehesten übereinstimmt. Auch im Flinz der bayrisch-schwäbischen Hochebene kommt, wie ich hier erwähnen möchte, eine sehr große *Testudo* vor, von Roger näher beschrieben. Zu dieser Art könnten auch bei der geologischen Gleichaltrigkeit die *Testudo*-Reste von Palencia gehören.

Anas sp. Eine Furcula.

Trochictis taxodon Lartet. Ein Unterkieferfragment mit P_3-M_1 und der Alveole des M_2, von denen P_3 sehr kurz und einfach gebaut ist. Auch P_4 besteht nur aus einer Spitze. Beide sind jedoch ziemlich dick. M_1 hat ein langes kompliziertes Talonid.

Das große abgebildete aber im Texte nicht erwähnte Metacarpale könnte einem Feliden, *Pseudaelurus quadridentatus* Blv., angehören.

Prolagus Meyeri Hensel ist durch einen Unterkiefer repräsentiert. Das ebenfalls zu dieser Art gestellte Metatarsale V von 32 mm Länge dürfte für diesen Lagomyiden doch zu groß sein. Ich möchte daher lieber an *Titanomys Fontannesi* Dep. denken.

Rhinoceros sansaniensis Lart., bisher von der Iberischen Halbinsel nur aus Aveiras de Baixo in Portugal bekannt, ist in dem Materiale von Palencia durch einen Schädel. einen Unterkiefer mit den D und verschiedene isolierte Backenzähne vertreten. Wahrscheinlich gehören zu dieser Art der untere M Fig. 3, vielleicht auch der obere D^4, nicht M^2 Fig. 5, sicher aber D_2 Fig. 6, P^3 Fig. 8, P_4 Fig. 10, P_2 Fig. 11 und D_4, nicht M_3 Fig. 12. Die abgebildeten Wirbel und Extremitätenknochen lassen sich nicht spezifisch bestimmen, dagegen dürfte der Unterkiefer, Taf. XXXVII, auch zu *sansaniensis* zu stellen sein.

Rhinoceros simorrensis Lartet kommt ebenfalls zweifellos bei Palencia vor. Dantín stellt hierzu einen Unterkiefer und zwei P des rechten und einen M^1 des linken Oberkiefers. Die ersteren nennt er irrigerweise Milchzähne, während es in Wirklichkeit nur die unangekauten definitiven P^4 und P^3 sind. Alle zeichnen sich durch die für *simorrensis* so charakteristische, ungewöhnlich kräftige Ausbildung des Crochet aus. Ich würde auch P^3 und P^4 Textfig. 14 zu *simorrensis* stellen.

Rhinoceros (Ceratorhinus) hispanicus n. sp. nennt Dantín eine neue Art, welche er auf einen Schädel begründet, der sich durch die kräftige und rauhe Ansatzstelle des Nasenhorns, sowie die beträchtlichere Größe der Molaren und die Anwesenheit eines Crochet an den oberen M auszeichnet und in allen diesen Merk-

malen dem *Rh. Schleiermacheri* von Eppelsheim sehr nahe steht. Es handelt sich zweifellos um das Bindeglied zwischen dieser jüngeren Spezies und *Rh. sansaniensis*. Von den nicht spezifisch bestimmten Zähnen gehören zu dieser neuen Form wohl auch D^4, nicht M^2 Fig. 4 u. 5, sowie die M, nicht P^3 und P^4 Fig. 7 u. 9, Taf. XXXVI. Diese neue Art ist jedenfalls der Ahne des *Schleiermacheri*, während *steinheimensis*, *austriacus* und *simorrensis* Nebenreihen darstellen. Alle gehen auf *Rh. tagicus* Roman im Bourdigalien zurück.

Anchitherium aurelianense Cuv. ist bei Palencia sowohl durch Zähne, als auch durch Extremitätenknochen und einen jugendlichen Schädel vertreten, welcher beiderseits D^1—M^1 besitzt und am rechten Oberkiefer den durchbrechenden M^2 aufweist. Die Zähne sind im allgemeinen etwas größer als die von Steinheim, sie gleichen jenen von La Grive St. Alban, noch größer sind jene des *Anchitherium Ezquerrae* V. Meyer aus dem Sarmatien von Madrid.

Listriodon splendens Meyer subsp. *major* Roman. Die Überreste dieses Suiden bestehen in einem unvollständigen Schädel, isolierten Zähnen, verschiedenen Extremitätenknochen und verteilen sich nach der Anwesenheit von drei linken unteren Hauern und drei rechten Astragali auf wenigstens drei Individuen. Die eingehende Beschreibung bietet jedoch nichts Neues, da der Verfasser die Kittl'sche *Listriodon*-Monographie, welcher viel vollständigeres Material zugrunde liegt, leichtbegreiflicherweise nicht kannte, die übrigens auch Stehlin nicht zu kennen scheint, denn sonst hätte es nicht geschehen können, daß ein jugendlicher Unterkiefer mit D_2 als „*Artiodactylo indeterminado* n. gen." beschrieben wurde, der eben zweifellos zu *Listriodon* gehört.

Dorcatherium crassum Lart. ist auch hier wie in der Regel selten. Es liegt nur ein Oberkieferfragment mit zwei M und ein isolierter M^3 vor.

Um so häufiger sind dafür namentlich Geweihe von *Palaeoplatyceros hispanicus* und *palentinus*, wie Pacheco diese Cervicornier-Reste nennt. Die Geweihe sehen denen von *Dicrocerus* am ähnlichsten, womit sie auch in der Größe übereinstimmen, jedoch erfährt die Stange oberhalb des Rosenstocks eine starke Abplattung, von der nur die im Alter verhältnismäßig zahlreichen (drei seitliche und ebensoviel oder mehr am Oberrand) Nebensprosse verschont bleiben, während die Stange selbst sich fächerförmig ausbreitet. Es entsteht so ein Geweih ähnlich wie bei Elentier und Damhirsch. Bei den als *hispanicus* zusammengefaßten Formen beginnt die Abplattung schon dicht an der Rose, bei den als *palentinus* abgetrennten erst in beträchtlicher Entfernung davon, eine Unterscheidung, welcher ich wenig Wert beilege, da ich darin nur individuelle Abweichung ersehen kann, wie ich auch entschieden bestreiten muß, daß von diesen miocänen Cerviden *Alces*

und *Dama* abstammen. Die Abplattung ist bei diesen lebenden Gattungen sicher ein Neuerwerb und nicht etwa ein altes Erbteil. Die Variabilität der Geweihe ist auch bei *Dicrocerus elegans* sehr groß, es kommt auch hier mehr oder weniger weitgehende Verflachung vor, und HOFMANN fand bei Göriach sogar ein solches mit Gabelung der Stange. Immerhin scheint die Gattung *Palaeoplatyceras* berechtigt und von *Dicrocerus* verschieden zu sein, denn es fehlt, soweit die Abbildungen ein Urteil erlauben, die so wichtige *Palaeomeryx*-Falte oder Leiste an der Hinterseite des ersten Außenmondes der unteren Molaren.

Daß die neue Gattung plesiometacarpisch ist wie *Dicrocerus* und wie dieser auf *Procervulus* zurückgeht, kann wohl keinem ernstlichen Zweifel unterliegen. *Procervulus* (*Cervus Larteti* FILHOL) aus dem Bourdigalien des Orléanais stammt von *Dremotherium* ab und diese Gattung von Traguliden, welche sich z. T. als solche bis in die Gegenwart erhalten haben. Auch *Dicrocerus* hat im Süd-Ostasien noch einen nahezu unveränderten Nachkommen in *Cervulus*, dem Muntjac, in Europa und, wie ich für sicher halte, auch in China haben sich verschiedene Gattungen der plesiometacarpischen Hirsche aus der Gattung *Dicrocerus* entwickelt, mit dem Zwischenglied *Cervavus*.

Dinotherium giganteum KAUP. subsp. *levius* JORDAN war bisher nur zweimal in Spanien nachgewiesen worden, das erstemal von EZQUERRA ohne genaueren Fundort, später dann bei La Cistérniga, Valladolid. Auch die Belegstücke von Cerro del Otero sind recht dürftig, denn sie bestehen nur aus einem linken oberen M^1 und einem Molarfragment. Die Bestimmung dürfte wohl in *Dinotherium Cuvieri* KAUP oder *bavaricum* zu ändern sein.

Mastodon angustidens CUV. kennt man schon von zahlreichen Fundorten der Iberischen Halbinsel, welche PACHECO in einer kurzen Mitteilung zusammengestellt hat. Bei Palencia wurden hievon gesammelt zwei obere Stoßzähne und ein Bruchstück eines unteren Stoßzahnes, ein oberer und ein unterer letzter und zwei vorletzte untere Molaren, ferner ein zweiter Halswirbel, Rippenfragmente, ein Stück einer Scapula, Humerus und Ulna, drei Carpalia, ein Metacarpale, ein Metatarsale, ein Naviculare und vier Zehenglieder. Die Stoßzähne sind sehr lang und ohne Schmelzband, auch die Molaren zeichnen sich durch ihre Größe aus. Ihr letztes Höckerpaar ist schon etwas tapiroid. Es handelt sich hier um die Varietät des *pyrenaicus* LARTET. Die drei Carpalia werden als Trapezoid. Lunatum und Magnum bestimmt

Mit Ausnahme von *Anchitherium. Listriodon* und *Mastodon* hat die Lokalität Cerro del Otero lauter Arten geliefert, welche bisher noch nicht aus Spanien bekannt waren.

Das von PACHECO (1914) gegebene Verzeichnis der auf der Iberischen Halbinsel gefundenen Landwirbeltiere ist zwar sehr ver-

dienstvoll, jedoch bedarf es mancher Korrekturen. Die von ihm in dieser Veröffentlichung ebenfalls berücksichtigten Lokalitäten Cerro de Otero bei Palencia, Concud, Alcoy und Cerdagne, sowie die portugiesischen Fundorte kann ich hier beiseite lassen, da ich ohnehin die von dort angegebenen Arten mit Hilfe der Originalliteratur einer kritischen Betrachtung unterziehen werde, bezw. schon unterzogen habe.

Was die Säugetierreste von Madrid betrifft, so stammen sie von folgenden Lokalitäten: Toledobrücke, Fuß des Cerro de San Isidro, Kloster Atocha und Cerro de la Plata. Die Stücke selbst sind größtenteils verloren gegangen, jedoch kann ich wenigstens die Originalien H. v. Meyer's nach dessen mir vorliegenden Manuskriptzeichnungen beurteilen. H. v. Meyer fügte ihnen die Bemerkung bei: Die Gegenstände der Klipstein'schen Sammlung befinden sich in Calcutta, die der Bronn'schen Sammlung in Nordamerika, Cambridge. Die von ihm gezeichneten Zähne und Knochen verteilen sich auf folgende Arten:

Mastodon angustidens Cuv. Originale zu Palaeontographica XVII, teils aus Bronn's, teils aus Klipstein's Sammlung, teils Original zu Gervais (Bull. soc. géol. 1853. T. X. 2. ser.).

Anchitherium Ezquerrae. M_2 dext, M^1 dext, M^3 sin Bronn's Sammlung, 2 untere I, Pyramidale links, Klipstein's Sammlung.

Dicroceros elegans Lartet, sicher „*Palaeomeryx minor*“ Meyer, M^3, $D^{3\,4}$ dext, P_4 dext, $M_{1\,2}$ dext, Phalangen, Astragalus, Magnum Klipstein's Sammlung, sowie die Originale Gervais' (l. c.) *Cervus* 2 obere, 1 unterer M, 1 Geweihfragment.

Listriodon splendens Meyer. Spezies nicht sicher bestimmbar, 1 Inf. sin, 1 Phalange, 1 Lunatum Klipstein'sche Sammlung.

Sus palaeochoerus oder *simorrensis* Lart. M_{1-3} dext Bronn's Sammlung, M^3 sin Klipstein's Sammlung, hiermit identisch Kaup's „*Choeropotamus matritensis*“ Ezquerra.

Von den in Pacheco's Verzeichnis angeführten sonstigen Arten ist *Machairodus* und *Rhinoceros matritensis* Lartet zweifelhaft, *Sus major* und *anticus* sind vermutlich *Sus palaeochoerus*, *Cainotherium* dürfte ein kleinerer Palaeomerycide sein, *Palaeomeryx Scheuchzeri* und sp. sicher = *Dicrocerus elegans*. *Mastodon longirostris* ist wohl die Übergangsform *pyrenaicus* Lartet. Dagegen ist die Anwesenheit von *Mastodon turicensis* Schinz. sehr gut möglich, während *Rhinoceros matritensis* Lartet, von Prado erwähnt, nach Stehlin nicht gerechtfertigt erscheint. Es handelt sich möglicherweise um *Rh. simorrensis* Lartet, welchen Dupuy de Lôme von der Toledobrücke angibt. Cassiano de Prado nennt (Douvillé p. 100) *Mastodon tapiroides*, den problematischen „*Rhinoceros matritensis*“ und *Palaeomeryx Bojani* Meyer von der Toledobrücke.

D. E. Dupuy de Lôme y D. C. Fernandez de Caleya: Nota acerca de un yacimiento de mamíferos fosiles en el Rincón de Ademuz Valencia. Boletin del Instituto de España. T. XXXIX. Madrid 1918 p. 297—338. 6 Taf.

In der Lignitgrube San José am Ende von Mas del Olmo, zum Rincón de Ademuz gehörig, jenem Teil der Provinz Valencia, welcher von der Provinz Teruel umgeben ist, waren schon früher Knochen und Zähne von angeblich kleineren Säugetieren zum Vorschein gekommen, aber nicht weiter beachtet worden. Erst im Jahre 1916 gelang es, eine größere Anzahl Säugetierreste, darunter mehrere Backenzähne von *Mastodon*, zu bergen und der näheren Untersuchung zu unterziehen. Sie lagen in den Tonen direkt über dem Lignit. Später wurden noch weitere Reste gefunden, und zwar nicht nur im Hangenden, sondern auch in dem Lignit und in den kohligen Mergeln. Die Stücke aus dem Lignit hielten sich gut an der Luft, dagegen zerfielen solche aus den Tonen sehr bald, wenn sie nicht konserviert wurden, die großen Röhrenknochen waren schon im Gestein förmlich pulverisiert. Es glückte daher erst die Aufsammlung solcher Stücke, wenn sie gleich an Ort und Stelle mit Wasserglas getränkt wurden.

Das Lager der Lignite ist die weit verbreitete formacion tertiaria turolense des Beckens von Alfambra, die jedoch oft durch Höhenzüge und Täler unterbrochen wird und von Kreideschichten, im Norden aber von der Trias von Villel und vom Silur der Peña Redonda begrenzt wird. Es ist eine Kontinentalbildung, deren Schichten horizontal liegen. Auf die irisierenden Mergel mit Karneol der Trias folgen hier rote Tone und Konglomerate von groben Kalkbrocken mit kieseligem Bindemittel. Darüber liegen in den Schwefelgruben von Libros weiße Mergel und grünliche Tone, mit grauen Kalkbänken, welche *Planorbis* und *Limnaeus* sowie Gipskristalle und Gipslagen enthalten. Nach oben werden die Schichten immer kalkiger und Bänke von Kalk wechsellagern mit grauen Mergeln. Der Gips wird hier durch mehrere Schwefellagen ersetzt. Die Entstehung des Schwefels aus Gips läßt sich oft gut beobachten.

Die Süßwasserschnecken werden bestimmt als:

Limnaea dilatata Noulet
Bythinia tentaculata Linn.
— *obovata* Dunk.
— *pusilla* Brong.
Planorbis Matheroni Fisch. et Tourn.
— *Mantelli* Dunker
— *laevigatus* Desh.

Der in der Grube San José abgebaute Lignit ist höchstens 3 m mächtig und keilt sich öfters ganz aus. Im Liegenden und Hangenden kommen massenhaft Exemplare von *Planorbis praecorneus* Fisch. et Tourn. vor. Das Miocän von Libros wird von dem von Mas del Olmo durch die Kreide mit *Requienia Lonsdalei* des Tales von Riodeva geschieden.

Bisher wurden diese Tertiärschichten für Miocän gehalten, dagegen stellt CORTAZÁR wenigstens die groben Konglomerate von Alfambra in das Oligocän und SMITH WOODWARD die analogen Schichten von Concud, mit welchen CORTAZÁR alle torfähnlichen Lignite der Provinz Teruel parallelisiert, in das Unterpliocän.

Für Mas del Olmo hält DUPUY DE LÔME die Trennung in zwei Horizonte für notwendig und schreibt ihnen miocänes Alter zu. Sie werden von ihm wie die grauen Mergel von Madrid, in welchen *Anchitherium* gefunden wurde, in die sarmatische Stufe gestellt. Die Lignite gelangten in seichtem Wasser zur Ablagerung, was aus der Anwesenheit von *Limnaea* und *Planorbis* hervorgeht.

Die gipshaltigen Mergel und Tone gehören dagegen der pontischen Stufe an und haben große Ähnlichkeit mit jenen im Tajo-Becken, welche PACHECO in das Miocän stellt. Die untersten roten Tone mit Geröll-Lagen und Gomfoliten repräsentieren vielleicht das Tortonien oder, was wahrscheinlicher ist, nur eine Fazies der sarmatischen Stufe.

Über die Säugetierreste von Mas del Olmo ist folgendes zu bemerken:

„*Trochictis*“ kann schon wegen der Anwesenheit von zwei M und wegen der Größe der Zähne nicht zu dieser Gattung gehören. Der M^1 sieht allerdings dem entsprechenden Zahn von *Meles* sehr ähnlich, er ist aber verkehrt in die Reihe eingefügt. In seiner jetzigen Stellung sollte er hinter dem P^4 kommen. M^2 läßt sich aus der Abbildung allein überhaupt nicht deuten.

Rhinoceros aff. *simorrensis* LARTET umfaßt verschiedene Dinge. Fig. 6, ein halber unterer M, fällt weg, da er seiner Größe nach nur ein solcher von *Brachypotherium*, also wohl von *brachypus* LARTET sein kann.

Die unteren M_1 und M_2 Fig. 4 sind richtig aneinandergereiht und könnten wohl *Ceratorhinus simorrensis* sein. In der unteren Zahnreihe Fig. 5 u. 10 sollte M_3 doch eher an Stelle des M_2 stehen, sofern diese 5 Zähne überhaupt von ein und demselben Individuum stammen. Fig. 9, angeblich ein M^2, ist so fragmentarisch, daß er kaum eine nähere Bestimmung gestattet, Fig. 8, ein M^1 ist vermutlich ein P^4, und ebenso muß der M^1 von Fig. 7 als P^4 gedeutet werden, während der vermeintliche P^4 zu P^3, wenn nicht P^2 und M^2 zu M^1 wird. Die Speziesbestimmung dürfte zutreffen, sofern es sich nicht doch um *Ceratorhinus sansaniensis* handelt.

Anchitherium aurelianense CUV. Die als M_1—M_3 gedeuteten Unterkieferzähne Fig. 12, 13 folgen richtig aufeinander, jedoch sind es nicht Molaren, sondern Prämolaren und zwar P_2—P_4. Von den drei Oberkieferzähnen Fig. 14 ist es sicher, daß sie zu *Anchitherium* gehören, aus der allein vorhandenen Ansicht der Außenseite läßt sich jedoch ihre Stelle im Kiefer nicht ermitteln. Ich möchte sie allenfalls als P^2—P^4 deuten. Ganz unrichtig ist

hingegen die generische Bestimmung der drei oberen M Fig. 15. Es sind zweifellos die drei oberen linken M von *Macrotherium grande* Lartet, also von einem Chalicotheriiden, welchen auch schon Bofill bei Sant Llorens de Hortons, Barcelona, nachgewiesen hat (Pacheco, l. c. p. 457). Der vermeintliche Huf von *Anchitherium* Fig. 16 ist auffallend glatt und da der Autor selbst von der Anwesenheit von Schmelz spricht, möchte ich fast eher an die Spitze eines Inzisiven von *Brachypotherium* oder von *Mastodon* denken.

Listriodon splendens. Der Fig. 17, 18 abgebildete I_2 sowie der untere Canin Fig. 19 sind richtig bestimmt, dagegen ist der Fig. 20, 21 als P^1 bestimmte Zahn P^3.

Mastodon longirostris. Von der Richtigkeit aller Bestimmungen der abgebildeten Hand- und Fußwurzelknochen bin ich keineswegs überzeugt, da sie jedoch sicher zu *Mastodon* gehören, verlohnt es sich nicht, näher darauf einzugehen. Von den oberen Inzisiven gibt Verf. an, daß kein Schmelz vorhanden ist, was allerdings für *M. longirostris* sprechen würde, dagegen ist die Anwesenheit eines unteren I mit dieser Bestimmung nicht recht vereinbar. Es handelt sich offenbar um den auch von Pacheco bei Palencia gefundenen *M. pyrenaicus*.

Dankenswert sind die freilich sehr unvollständigen und z. T. der Nachprüfung bedürftigen Angaben Dupuy de Lômé's über die anderweitigen Fundorte fossiler Säugetiere auf der Iberischen Halbinsel. (Schluß folgt.)

Erzeugung rosenroter Färbung in Fluorit.

Von **C. Doelter.**

Durch Radiumstrahlung war es bisher nicht möglich, rosenroten Fluorit herzustellen. Unterwirft man den rosenroten Fluorit vom St. Gotthard der Radiumstrahlung, so erhält man eine etwas dunklere Färbung mit Stich ins Braune. Auch entfärbter solcher Fluorit von diesem Fundorte wurde nicht mehr rosenrot.

Zufällig gelang es mir, an einem Fluorit von Weardale (England) diese Färbung zu erhalten. Das ursprüngliche Mineral war fast farblos, mit leisem Stich ins Violettgraue. Nachdem ich es durch 14 Tage lang mit $\frac{1}{2}$ g Radiumchlorid bestrahlt hatte, zeigte sich keine Veränderung. Ich bestrahlte das Exemplar, welches 10 cm lang und 9 cm breit war, mit einer Quarzlampe von Heräus. Es zeigte sich schon nach ca. 6 Stunden eine deutliche, zwischen rosa und violett liegende Farbe, welche allmählich bei weiterer Bestrahlung deutlich rosenrot wurde. Die Farbe erinnert an die der erwähnten Kristalle vom Gotthard.

Kristalle, welche weiter entfernt von der Lampe waren, zeigten mehr violette Farbe. Die an der Rückseite der Stufe befindlichen Kristalle, welche den ultravioletten Strahlen nicht ausgesetzt sein konnten, waren farblos geblieben.

Ob diese Farbe stabil ist und nicht wieder verschwindet, kann ich nicht sagen, doch war nach 20 Tagen noch keine merkliche Veränderung vor sich gegangen.

Das Resultat ist um so merkwürdiger, als das Sonnenlicht und auch die ultravioletten Strahlen, durch eine Quarz-Quecksilberlampe erzeugt, wohl in einzelnen Fällen schwache Entfärbung, aber niemals an farblosen Kristallen eine intensivere verschiedene Färbung erzeugten [1].

Überhaupt war Färbung an farblosen Kristallen nur in ganz wenig Fällen beobachtet worden, in welchen es sich jedoch um solche Mineralien handelte, welche ursprünglich gefärbt waren, die aber durch Erhitzung farblos geworden waren. Ich habe seinerzeit dies an Chrysoberyll, gelbem Saphir, sowie Hyazinth beobachtet. Diese Mineralien sind solche, bei welchen durch Radiumbestrahlung die durch Erhitzen verloren gegangene Farbe wiederkehrt.

Eine Färbung durch ultraviolette Strahlen, welche im natürlichen Zustand farblos sind, konnte aber bisher nicht beobachtet werden.

Ich füge hinzu, daß ich viele Fluorite von Weardale mit Radiumchlorid bestrahlte, daß aber keines der untersuchten Exemplare rosenrot wurde, sondern meistens blaugrün.

Versuche mit einigen anderen Fluoriten von anderen Fundorten, durch ultraviolette Strahlen Färbung zu erhalten, ergaben keine Veränderungen, auch dann nicht, als sie vorher mit Radiumstrahlen behandelt worden waren, wobei keine Veränderung sich ergeben hatte.

Weitere Untersuchungen in dieser Richtung sollen noch folgen.

---

[1] C. Doelter, Die Farben der Mineralien. Sammlung Vieweg. Braunschweig 1915. 50.

Personalia.

Gestorben: Dr. **Viktor Edler v. Lang**, wirklicher Geheimer Rat und Hofrat, em. o.ö. Professor der Universität Wien, wirkl. Mitglied und em. Präsident der Akademie der Wissenschaften in Wien am 3. Juli 1921.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Mitteilungen aus dem Mineralogischen Institut der Universität Bonn.

38. Beiträge zur Petrographie der östlichen arabischen Wüste Ägyptens.

Von **H. M. E. Schürmann** aus Pladjoe, Sumatra, z. Z. in Bonn.

(Schluß.)

C. Bir Dara.

Das Hauptgestein im nördlichen bereisten Teil ist ein normaler rosagefärbter Granitit, der denjenigen des südlichen Teils gleich zu stellen ist.

I. Tiefengesteine in Stöcken.

a) Rosafarbiger Granit.

Ein mittelkörniger Granit, in dem man makroskopisch rosagefärbten Orthoklas, weißen Plagioklas, Quarz, Biotit und Hornblende erkennt. Das spez. Gew. ist 2,67. U. d. M. wurden als akzessorische Gemengteile Titanit, Zirkon, Apatit, Orthit und Magnetit bestimmt.

b) Zersetzte Granite.

Es handelt sich um mittelkörnige, grünliche Gesteine, in denen man leicht weißen Orthoklas und Plagioklas, zeisiggrünen Epidot und chloritisierten Biotit erkennt. Das spez. Gew. ist entsprechend dem Epidotgehalt größer, nämlich 2,73. U. d. M. wurde außer dem Epidot noch Calcit als Neubildung konstatiert.

c) Amphibolit.

Als Amphibolit bezeichnete ich ein schwarzes dichtes Gestein, in dem man einige Biotitnester und Plagioklasanhäufungen erkennt. U. d. M. wurde konstatiert, daß eine olivgrüne Hornblende vorherrscht. Der Plagioklas ist z. T. stark zersetzt. Apatit ist ziemlich reichlich in den Hornblendepartien. Die feldspatreichen Partien besitzen ein spez. Gew. von 2,83, die dunklen Partien von 2,9. Nach dem Brechungsindex 1,55 und dem spez. Gew. 2,69 zu urteilen, ist der Feldspat ein labradorartiger Plagioklas. Ob es sich um einen veränderten Einschluß im Granit oder um eine Urausscheidung handelt, kann beim Mangel näherer Aufnahmen nicht entschieden werden.

II. Gangförmig auftretende Tiefengesteine.

a) Fluoritgranit.

Bei Bir Dara wurde zum ersten Male ein typisches pneumatolytisches Mineral, Fluorit, gefunden. Es handelt sich um einen Granitgang im rosafarbigen Granitit. Das spez. Gew. beträgt 2,62. U. d. M. erkennt man frischen Orthoklas, Quarz und Biotit. Orthoklas und Quarz sind oft pegmatitisch verwachsen. Fluorit tritt als Zwischenklemmungsmasse auf.

b) Quarzaugitdiorit.

Ein feinkörniges Gestein von graugrüner Farbe mit einem spez. Gew. von 2,86. Kleine rostige Flecke sind auf zersetzten Pyrit zurückzuführen. Diese Gesteine ähneln makroskopisch sehr den vom Mogul beschriebenen Quarzdioriten. Die mikroskopische Untersuchung aber bewies, daß reichlich Augit neben grünbraun pleochroitischer Hornblende auftritt. Der Quarz ist selten und findet sich gewöhnlich schriftgranitisch mit Feldspat verwachsen. Der Feldspat ist vorherrschend Plagioklas. Manche stark zersetzten Partien könnten allerdings Orthoklas angehört haben. Der farblose Augit ist häufig in braune Hornblende umgewandelt. Apatitnadeln und Magnetit sind häufig. Epidot und Calcit treten vereinzelt auf.

III. Ganggesteine.

a) Riebeckitgranitporphyr.

In der Gegend von Bir Dara wurden zum ersten Male von mir Alkaligesteine im ägyptischen Hochgebirge konstatiert, und zwar handelt es sich um Riebeckitgesteine granitischen Magmas, Verwandte also der von Ras Zeit 1913 beschriebenen Riebeckitgranite. Es sind helle rötlichgraue grobkörnige Gesteine, in deren feinkörniger Quarzfeldspatgrundmasse bis ½ qcm große weiße Feldspäte, bis 1 cm lange Riebeckitnadeln und einige große Quarzkörner liegen. U. d. M. erkennt man, daß der Feldspat hauptsächlich Mikroklin und Mikroperthit ist. Ein grüngelb pleochroitischer Epidot findet sich häufig. Ein anderer Gang ist viel feinkörniger. Der Riebeckit sitzt in der Grundmasse, während allein rosagefärbte Orthoklase bis 7 mm lang als porphyrische Einsprenglinge auftreten. Der Feldspat dieses Gesteins ist Orthoklas. Mikroklinstruktur, die als Druckresultat aufzufassen wäre, ist nicht zu beobachten. Epidot wurde ebenfalls wie in dem oben beschriebenen Riebeckitgranitporphyr konstatiert, und zwar scheint er sich aus dem Riebeckit gebildet zu haben.

b) Quarzdioritporphyrit.

Ein dunkelgraues feinkörniges bis dichtes Gestein, indem nur wenige bis 5 mm große porphyrische Einsprenglinge zu erkennen sind. U. d. M. konstatiert man Plagioklas, grüne Hornblende, wenig Orthoklas, Quarz, Magnetit und Apatit in holokristalliner Struktur.

c) Eisenglimmerpegmatite.

In Verband mit pneumatolytischen Vorgängen steht vielleicht das Vorkommen von Eisenglimmer in einem mittelkörnigen Pegmatit, der sich durch eine ziegelrote Farbe der Orthoklase auszeichnet. Z. T. sitzen diese eigentümlich roten Orthoklase in einer Grundmasse, die vorwiegend Eisenglimmer und Quarz ist. Andere dunkle Gemengteile fehlen. Einmal wurde Zirkon festgestellt. In anderen Eisenglimmerpegmatiten liegen bis 2 cm lange rosafarbige Orthoklase neben Quarz in einer braunen Grundmasse von Eisenglimmer. Der Feldspat ist Orthoklas und Mikroklin. In manchen Partien des Ganges ist der Eisenglimmer in Putzen angeordnet.

d) Eisenkupfererze.

Die von den alten Ägyptern in dieser Gegend abgebauten Eisen- und Kupfererze führenden Gänge stehen wahrscheinlich mit diesen Pegmatiten in Verband. Infolge Zeitmangels konnte ich diese Vorkommen nicht studieren. In einem gesammelten Handstück stellt die Gangmasse ein rötliches bis graubraunes dichtes Gestein dar, in dem man auf dem frischen Bruch einzelne glänzende Feldspateinsprenglinge erkennt. Auf den Klüften findet sich neben Brauneisen Malachit und Kieselkupfer. Die äußerst feinkörnige Grundmasse besteht aus Feldspatleistchen, die meist dem Orthoklas, selten dem Plagioklas angehören, während die porphyrischen Einsprenglinge größtenteils Plagioklas, seltener Orthoklas sind. Orthoklas wie Plagioklas gehen oft in eine glimmerige Masse über. Übergänge von reinem Feldspat bis zu trüben glimmerigen Haufwerken sind vorhanden. Die Umsetzung geht meist vom Kern aus. Quarz ist nicht nachweisbar. Vielleicht sitzt etwas Glas in der Grundmasse. Von primärem Erz ist nichts zu erkennen. U. d. M. sieht man auf den Rissen allein Brauneisen und die oben genannten Kupferverbindungen. Zusammen mit dem Erz findet sich etwas Chlorit und vereinzelt Quarz. Das spez. Gew. des Gesteins 2,63 zeigt, daß wenig Erz vorhanden ist und daß saurer Plagioklas und Orthoklas die vorherrschenden Bestandteile sind.

Ein Gangquarzstück zeigt schwärzliche Partien, die z. T. etwas bräunlich und rötlich sind. Zwischen dem Quarz befindet sich etwas Chlorit. Auf den Klüften sind bräunliche Carbonate, die mit kalter Salzsäure etwas brausen, zu erkennen. Auf frischem Bruch wurden metallisch glänzende schwarze Partien, die nach dem Glühen magnetisch wurden, konstatiert. Es handelt sich also um Eisenglanz. Im Schliff erkennt man lange Stäbchen und Täfelchen mit typischem graublauen Metallglanz; z. T. sind sie rot durchsichtig; andere reflektieren graublau mit einem Stich ins Violette. Das Eisenerz (Roteisen resp. Eisenglanz) findet sich hauptsächlich zwischen den großen Quarzindividuen mit kleinen Körnchen zusammen. Die großen Quarzindividuen löschen undulös aus. Die erzreichsten Partien enthalten Carbonat. Rhomboeder-

durchschnitte sind häufig. Um größere Eisenglanzstückchen finden sich Rinden von Brauneisen und Malachit. Winzige Schüppchen gediegenen Kupfers finden sich auf dem Eisenglanz.

Ein anderer Gangquarz besitzt reichlich grünliche chloritische Partien mit unregelmäßigen Carbonatschnüren. In eisenglanzreichen Schnüren wurden Eisenglanztäfelchen bis zu 2 mm Durchmesser konstatiert. Sie besitzen hochmetallischen Glanz und einen rotbraunen Strich. U. d. M. ist das Gestein feldspatfrei. Es handelt sich um unregelmäßige zackig ineinander greifende Quarzindividuen, zwischen denen wieder Brauneisen sitzt. Oft bestehen mehrere Quadratmillimeter aus reinem Brauneisen. Im Chlorit sitzt häufig frischer Eisenglanz. Kupfererze fehlen in diesem Stück. Überhaupt macht es den Eindruck, daß die Kupfererze eine untergeordnete Rolle spielen, und daß hier in erster Linie von den alten Ägyptern Eisen exploitiert wurde.

e) Quarzbostonite.

Bei Bir Dara wurden ziegelrote bis braunrote, sehr feinkörnige Gesteine in Gängen angetroffen, die makroskopisch allein wenige, bis 1 cm lange, rotbraune, selten gelbliche, porphyrische Feldspateinsprenglinge erkennen lassen. Da das spez. Gew. meist 2,56 ist, selten aber bis 2,62 steigt, müssen orthoklasreiche Gesteine vorliegen, was die mikroskpische Untersuchung bestätigte. Die Gesteine setzen sich in erster Linie aus idiomorphen Orthoklasen, der häufig durch Rot- resp. Brauneisen etwas gefärbt ist und so dem Gestein die ganz eigenartige Farbe verleiht. Zwischen den Feldspaten findet sich etwas Quarz in unregelmäßigen Körnern. Von dunklen Gemengteilen wurde in einigen Handstücken etwas Chlorit gefunden. Nach den vorliegenden Handstücken sollte man das höhere spezifische Gewicht mancher Stücke eher auf einen größeren Braun- resp. Roteisengehalt als auf einen größeren Quarzgehalt zurückführen. Der ganzen Mikrostruktur und dem äußeren Habitus nach wären diese Gesteine zu den Quarzbostoniten zu rechnen. Die chemische Analyse kann dies aber erst definitiv ausmachen. Zu erwähnen wäre noch fast quarzfreier Bostonit mit porphyrischem Biotit.

IV. Gangförmig auftretende Ergußgesteine.

a) Diabas.

Es wurde ein graugrünes feinkörniges Gestein gefunden, in dem man makroskopisch viel Pyrit erkennt. U. d. M. wurde eine typisch diabasisch körnige Struktur konstatiert. Die Gemengteile sind Augit, Plagioklas, der häufig stark zersetzt ist, und schwarzes Erz. Blaugrün bis gelb pleochroitischer Chlorit ist wahrscheinlich als Zersetzungsprodukt von Biotit aufzufassen. Apatit ist selten.

b) Diabasmandelstein.

Ein grünlichgraues feinkörniges Gestein, das frei von größeren porphyrischen Einsprenglingen ist und viele kleine Höhlen besitzt,

die dem Gestein einen mandelsteinartigen Charakter verleihen. Die Hohlräume sind entweder mit Calcit oder mulmigem Brauneisen ausgefüllt. U. d. M. erkennt man Angit, Plagioklas und Magnetit resp. Titaneisen als Hauptgemengteile. Feldspat und Augit sind beide in Zersetzungen begriffen. Im Angit bildet sich eine chloritische Substanz.

c) Felsitophyr.

Dieses schwarzbraune Gestein tritt gangförmig in rosarotem Granitit auf und ist äußerst dicht. Makroskopisch erkennt man nur wenige porphyrische Feldspateinsprenglinge. Das Gestein dringt in winzigen, 8 mm breiten Apophysen in den Granitit. In der kryptokristallinen Grundmasse liegen porphyrische Einsprenglinge von klarem Plagioklas und selten von Biotit.

D. Gebel Gharib.

I. Tiefengesteine in Stöcken.

a) Rosafarbiger Granitit.

Der rosafarbige Granitit dieser Gegend ist mit dem aus dem südlicher gelegenen Gebiet identisch.

b) Pegmatitischer Granitit.

Es handelt sich um ein mittelfeines, hypidiomorph-körniges Gemenge von Quarz und Feldspat. U. d. M. zeigt der Feldspat (Orthoklas) starke Pressungsspuren. Mikroperthitische Verwachsungen sind häufig. Von dunklen Gemengteilen wurde allein Magnetit konstatiert. Von sekundären Gemengteilen tritt Epidot in Schnüren und Nestern auf.

II. Gangförmig auftretende Tiefengesteine.

Gesteine, die zu dieser Gruppe gehören, wurden im Bir Dara-Gebiet nicht gesammelt.

III. Ganggesteine.

a) Riebeckitquarzporphyr.

Das dunkelgraue, dichte, gangförmig auftretende Gestein besitzt dunkelrosarote Orthoklaseinsprenglinge von ca. 4 mm Länge. Das spez. Gew. ist 2,65. U. d. M. fällt sofort auf, daß die Grundmasse sehr reich an blauen, pleochroitischen Nädelchen ist, die zum Riebeckit gehören. Weiter besteht die Grundmasse aus Quarz und Feldspat. Dieses Gestein wird also genetische Beziehungen zu den von Bir Dara beschriebenen Riebeckitgranitporphyren haben.

b) Pegmatite und Quarzgänge.

Pegmatite und Quarzgänge treten häufig in dem rosagefärbten Granitit des Gebel Gharibs auf. Die Pegmatite sind zuweilen ein sehr grobkörniges Gemenge von Quarz und Orthoklas. In dem Quarz wurden bis 10 cm lange Titaneisennadeln ähnlich den alpinen

Rutilnadeln konstatiert. Manche Nadeln zeigen sogar einen 5 mm großen sechsseitigen Querschnitt. Makroskopisch deutlich erkennbare Schriftgranite treten hier ebenfalls gangförmig auf.

E. Gebel Mongul.

Das Gebiet am Gebel Mongul ist ebenso artenreich wie das vom Gebel Mogul im Süden bei Safaga.

I. Tiefengesteine in Stöcken.

a) Granitit.

Ein rosafarbiges Gestein, das recht feinkörnig ist und von einem ganz feinkörnigen Aplit durchzogen ist, dessen spez. Gew. 2,65 beträgt. U. d. M. erkennt man, daß der Granit fast frei von Plagioklas ist, keine Hornblende, sondern allein Biotit und Magnetit führt. Der Aplitkörper besteht hauptsächlich aus Quarz. Zirkon und Magnetit wurden neben vereinzelten Orthoklasen bestimmt.

b) Miarolitischer Granit.

Ein weißer mittelkörniger Granit von lockerem Gefüge mit vielen kleinen Drusen. Makroskopisch erkennt man leicht mattweißen Feldspat, klaren, z. T. bräunlichen Quarz und Biotit in Nestern. U. d. M. wurde neben Orthoklas reichlich Plagioklas und Mikroklin bestimmt. Wichtig ist, daß auch in diesem Granit Fluorit auftritt.

c) Pegmatitischer Granit.

Dieses für das ägyptische Hochgebirge charakteristische Gestein ist rosarot und mittelkörnig. Der Feldspat ist rosarot, während der Quarz hell durchsichtig und selten nur trübe ist. Dunkle Gemengteile fehlen praktisch vollständig. Zu den Seltenheiten gehört ein Hornblendekristall oder eine Magnetitanreicherung. Die mikroskopische Untersuchung bestätigt dies. Der Feldspat gehört zum Orthoklas, Mikroklin und Plagioklas. Schriftgranitische Verwachsung von Orthoklas und Quarz kommt vereinzelt vor.

d) Hornblendesyenit.

Ein rötlichgraues, hypidiomorph-körniges Gestein mit einem spez. Gew. von 2,66. Makroskopisch erkennt man rötlichen Feldspat und grünlichschwarze Hornblende. Quarz ist selten. Größere Quarzstückchen machen den Eindruck von Fremdlingen. U. d. M. erkennt man außer stark zersetztem Orthoklas Plagioklas, grüne Hornblende und Quarz. Seltener sind chloritisierter Biotit, Magnetit, Titanit mit pleochroitischen Höfen um Hornblende, Apatit und Zirkon. Epidot findet sich als Neubildung.

e) Tonalit.

Es handelt sich um ein grünlichschwarz- und weißgefiecktes mittelkörniges granodioritisches Gestein, in dem man dünne Epidotschnüre erkennt. Das Vorherrschen von Plagioklas über Orthoklas

und das Vorherrschen von grüner Hornblende über Biotit zeigt, daß das Gestein schon zum Diorit hinüberspielt. Der hohe Quarzgehalt betont aber die Verwandtschaft zum Granit. Das spez. Gew. beträgt 2,82.

II. Gangförmig auftretende Tiefengesteine.

Zu dieser Gruppe gehörige Gesteine wurden am Gebel Mongul nicht gesammelt.

III. Ganggesteine.

a) Riebeckitaplit.

Ein sehr feinkörniges Gestein von roter Farbe mit spez. Gew. 2,65. Mit der Lupe erkennt man winzige schwarze Nädelchen, die sich u. d. M. als Riebeckit erweisen. Wenige porphyrische Orthoklaseinsprenglinge erreichen wie bei den oben beschriebenen Quarzbostoniten von Bir Dara nur 4 mm Länge. U. d. M. erkennt man, daß Quarz und Orthoklas häufig schriftgranitisch verwachsen sind.

b) Glimmermalchit.

Ein graues ziemlich dichtes, splitterig brechendes Gestein mit spez. Gew. 2,87. U. d. M. erkennt man ein hypidiomorph-körniges Gemenge von Plagioklas neben wenig Orthoklas und Quarz und reichlich Biotit. Erz ist ebenso wie Epidot häufig.

c) Malchit.

Ein graues feinkörniges Gestein ohne porphyrische Einsprenglinge. Das spez. Gew. ist 2,88. U. d. M. erkennt man ein stark zersetztes Gemenge von Plagioklas, Hornblende, wenig Orthoklas und Quarz. Chlorit und Epidot sind als Neubildungen zu beschauen. Apatit und Magnetit sind reichlich vorhanden.

d) Variolitischer Malchit.

Die variolitische Struktur wird durch eine nesterweise Gruppierung der grünschwarzen Hornblende verursacht. Grün pleochroitische Hornblende herrscht vor. Der Plagioklas ist meist stark zersetzt. Magnetit findet sich in der Hornblende angereichert.

e) Minette.

Ein hellgraues feinkörniges Gestein mit spez. Gew. 2,82, in dem man makroskopisch reichlich Biotitblättchen, aber keine porphyrischen Einsprenglinge erkennt. U. d. M. wurde als zweiter dunkler Gemengteil Augit in großen Mengen konstatiert. Orthoklas herrscht bisweilen dem Plagioklas vor. Quarz wurde ebenfalls bestimmt. Außer Magnetit findet sich noch Apatit, Chlorit und Calcit.

IV. Gangförmig auftretende Ergußgesteine.

a) Quarzporphyr.

Ein dichtes rötlichgraues Gestein mit spez. Gew. 2,68, reich an Feldspateinsprenglingen; solche von Quarz fehlen. U. d. M. erkennt man eine holokristalline Grundmasse von Quarz, Orthoklas

und Plagioklas, in der reichlich porphyrische Plagioklase und Orthoklase liegen. Magnetit, Apatit, Zirkon und Chlorit sind ebenfalls vorhanden. Epidot, in Nestern und Schnüren, tritt wieder als Neubildung auf.

b) Felsitporphyr.

Es handelt sich um rötlichgraue, gebänderte Gesteine, in denen man nur selten einen porphyrischen klaren Feldspat erkennt. Das spez. Gew. beträgt nur 2,62. Es handelt sich also um ein saures Gestein. Die Bänderung wird durch abwechselnd vitrophyrische resp. hypokristalline und holokristalline Partien bedingt. Das Gestein ist stellenweise zerbrochen, und auf den Klüften hat sich Quarz abgesetzt. Ebenso sind die porphyrischen Feldspäte häufig zerbrochen. An einem Individuum konnte ein vierfacher Verwurf konstatiert werden.

c) Diabas.

Der gangförmig auftretende Diabas ist ein dunkelgraugrünes Gestein mit spez. Gew. 2,82. Porphyrische Einsprenglinge fehlen gänzlich. U. d. M. fallen Titanaugit und Titaneisen zuerst auf. Der Feldspat ist stark zersetzt. Serpentinartige Substanzen könnte man als Umwandlungsprodukte von Olivin auffassen. Chlorit und Calcit finden sich ebenfalls unter den neugebildeten Mineralien. Ganz vereinzelte Quarzkörnchen sind vielleicht ebenfalls als Neubildungsprodukte zu betrachten.

Die untersuchten Gesteine lassen sich wie folgt gruppieren:

I. Tiefengesteine in Stöcken:

1. Grauer Granitit.
2. Graubrauner bis weißer Granitit.
3. Sehr feinkörn. grauer Granitit.
4. Sehr feinkörn. Amphibolgranitit.
5. Rosafarbiger Granitit.
6. Miarolit. Granitit mit Fluorit.
7. Gepreßter Granitit.
8. Pegmatitischer Granit.
9. Hornblendesyenit.
10. Tonalit.

II. Tiefengesteine in Gängen:

1. Pneumatolytischer Granit (Fluorit).
2. Granitpegmatit.
3. Quarzdiorit.
4. Quarzaugitdiorit.

III. Ganggesteine:

1. Pegmatite.
2. Pegmatit mit Titaneisen.
3. Schriftgranit.
4. Eisenglimmerpegmatite.
5. Eisenkupferquarzgänge.
6. Quarzgang mit Pyrit.
7. Aplit.
8. Riebeckitaplit.
9. Quarzbostonit.
10. Malchit.
11. Glimmermalchit.
12. Variolitischer Malchit.
13. Minette.
14. Augitkersantit.
15. Amphibolvogesit.
16. Granitporphyr.
17. Grober Riebeckitgranitporphyr.
18. Dichter Riebeckitgranitporphyr.
19. Quarzdioritporphyrit.

IV. Gangförmig auftretende Ergußgesteine.

1. Granophyr.
2. Quarzporphyr.
3. Riebeckitquarzporphyr.
4. Felsitporphyr.
5. Quarzhornblendeporphyrit.
6. Angitporphyrit.
7. Hornblendeporphyrit.
8. Epidotisierte Porphyrite.
9. Bronzitporphyrit.
10. Andesit.
11. Diabasporphyrit.
12. Diabas.
13. Diabasmandelstein.

V. Kristalline Schiefer:

Hornblende-Biotitschiefer.

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß im ägyptischen Hochgebirge, der Wasserscheide zwischen Nil und Rotem Meer, auf 26½—27° und 28° nördl. Br. hauptsächlich Granitite, selten Hornblendesyenite und Tonalite, in Stöcken auftreten. Die Ganggefolgschaft ist sehr artenreich, läßt sich aber leicht auf das granitische Stammagma zurückführen. Die Mächtigkeit der Gänge ist sehr verschieden; von 1 cm breiten Schnüren kann sie bis auf 25 m anschwellen. Als gemittelte Mächtigkeit glaube ich, 5 m angeben zu dürfen. Nur selten bleiben die Gänge bei der Verwitterung mauerartig stehen; gewöhnlich werden sie herausmodelliert, was so weit fortschreiten kann, daß Gänge als Weg im ägyptischen Hochgebirge für Karawanen gebraucht werden (z. B. der Weg zur Quelle Bir Dara). Einige gangförmig auftretende Diabase und Verwandte sind die einzigen typisch basischen Gesteine. Interessant ist das Auftreten von Riebeckit in manchen Granitporphyren und Quarzporphyren. Stockförmig auftretender Riebeckitgranit wurde bis jetzt aus dem ägyptischen Hochgebirge nicht, wohl aber früher aus der benachbarten Ras Zeit-Kette beschrieben. In der Ras Zeit-Kette handelt es sich nicht um Turmalingranite, wie im Petroleum Research Bulletin No. 7, Cairo 1920, Government Preß, irrtümlich angenommen wird, sondern um Riebeckitgranit. Als Hinweis auf ein eläolith-syenitisches Magma wären vielleicht die Quarzbostonite, die noch analysiert werden müssen, aufzufassen. Durch den früheren Nachweis von Camptonitgängen in der östlichen arabischen Wüste ist aber das Vorhandensein eines Alkalitiefengesteins neben dem vorherrschenden Erdalkaligestein (Granitit, seltener Syenit und Tonalit) anzunehmen. Erwähnenswert ist das Auftreten von Epidot als Zersetzungsprodukt in fast allen beschriebenen Gesteinen.

G. Schimm (Dissertation Münster 1921) fand in einer Gesteinssuite, die ich in dem jungquartären Konglomerat von Gemsah gesammelt habe, folgende in meiner Publikation von 1913 noch nicht vorkommende Gesteine: Orthoklasporphyr, Minette, Augitdioritporphyrit, Malchit, Diabasporphyritmandelstein, Augitporphyrit,

Uralitporphyrit und Andesit. Vergleicht man hiermit die oben stehende Liste der in dieser Arbeit beschriebenen Gesteine, so wären jetzt nur noch folgende Gesteine aus dem Anstehenden der weiteren Umgebung Gemsahs nicht bekannt: Orthoklasporphyr. Augitdioritporphyrit, Uralitporphyrit und Diabasporphyritmandelstein. Orthoklasporphyr kann noch bei der Vielseitigkeit der auftretenden Gänge in Gesteinssuiten benachbarter Lokalitäten gefunden werden, während die drei zuletzt genannten Gesteine schon eine nahe Verwandtschaft zu den beschriebenen Gängen besitzen und auf lokale Variationen zurückgeführt werden können.

Neuere Funde von Wirbeltieren, besonders Säugetieren im Tertiär und Pleistocän der Iberischen Halbinsel.

Von **M. Schlosser.**

(Schluß.)

Pontien.

Überreste von Säugetieren, namentlich von *Hipparion*, aus dieser Stufe kennt man schon seit längerer Zeit, sowohl von Alcoy in der Provinz Alicante als auch von Concud in der Provinz Teruel.

Falconer erwähnte *Hyaenarctos* und *Sivatherium* aus den Alluvionen des Douro (Douvillé, ibid. p. 97), sicher eine fragwürdige Bestimmung, es könnte sich höchstens um *Helladotherium* handeln, da dieser Paarhufer auch am Mont Léberon vorkommt.

Die Fauna der bekannten Lokalität Concud in der Provinz Teruel war schon wiederholt Gegenstand näherer Untersuchungen. Was die geologischen Verhältnisse betrifft, so folgen dort auf die Bajocienkalke Konglomerate und rote Sande und Mergel, letztere gipshaltig, mit Dolomitkristallen. Darüber liegen weiße Mergel mit Kalken und über diesen in der Regel noch Konglomerate von 2—3, selten bis zu 10 m Mächtigkeit. Die weißen Mergel enthalten Süßwasserschnecken, deren Bestimmungen jedoch zum Teil* sehr anfechtbar sind. Nach Dereims (Douvillé, ibid. p. 101) sind es folgende Arten:

Planorbis Mantelli Dunker*	*Glandina inflata* Reuss
— *declivis* Braun	*Helix moguntina* Desh.*
— cf. *Mariae* Michaud	*Hydrobia ventricosa* Mont.
Limnaea heriacensis Font.	*Valvata* sp.

Östlich von Concud kommt an der Basis der weißen Mergel ein Tonlager von 40 cm Mächtigkeit vor, welches Phosphate liefert und zahlreiche Säugetierreste enthält. Es ist nur lokal in der Provinz Teruel entwickelt.

Ich selbst konnte unter dem mir von Cueva Rubia vorliegenden, aus Ligniten stammenden Material von Säugetieren nachweisen (N. Jahrb. f. Min. etc. 1907. II. p. 1—40):

Mastodon longirostris Kaup, beide Unterkiefer mit M_2 und zwei Stoßzähne und die beiden oberen M^2.
Hipparion gracile Kaup, eine Anzahl Zähne und Extremitätenknochen.
Antilope sp. *Tragocerus?* ein D_3.
Cervus Matheroni Gervais, Unterkieferzähne, P_4 und 3 M.

Die Süßwasserschnecken bestimmte ich als:

Planorbis Thiollieri Michaud
— *Matheroni* Fisch. et Tourn.
— *Mariae* Michaud
Limnaeus heriacensis Fontannes
Glandina aquensis Matheron
Succinea primaeva Matheron
Hydrobia cf. *Deydieri* Depéret
Bythinia dubia n. sp.
Valvata cf. *vallestris* Fontannes

A. Smith Woodward berichtet in Geological Magazine, 1903, p. 203—207 über die von ihm bei Concud in der Barranca de Calaveras unternommene Ausgrabung. Weitaus am häufigsten sind dort die Reste von *Hipparion gracile*. Sonst fand er noch:

Mastodon-Bruchstücke von Zähnen und Extremitätenknochen,
Rhinoceros aff. *Schleiermacheri*, ein Unterkiefer und ein oberer M,
Gazella brevicornis Roth et W., ein Hornzapfen,
Antilope div. gen., Zähne.

Smith Woodward bemerkt noch, daß nach Villanova (Gaudry, Ancètres de nos animaux 1888, p. 202) dort auch *Sus*, *Cervus* und *Hyaena eximia* gefunden worden seien.

Pacheco (l. c. p. 477) gibt folgende Arten an:

Hyaena eximia Roth et Wagner †
Ceratorhinus Schleiermacheri Kaup †
Hipparion gracile Kaup †
Sus palaeochoerus Kaup †
— sp.
Palaeomeryx Meyeri Hofmann (?)
Capreolus cusanus Croj et Job. (?)
Cervus sp.
Gazella brevicornis Wagn. †
Protragocerus aff. *sansaniensis*
Tragocerus amaltheus Roth et Wagner †
Palaeoryx boodon Gerv. ?
Leptobos concudensis Ezqu. (?)
Mastodon sp. †

welchen noch *Mastodon longirostris* anzureihen ist. Die mit † sind sicher nachgewiesen oder doch zu erwarten, während die übrigen sehr der Revision bedürfen. *Capreolus cusanus* ist jedenfalls *Cervus Matheroni* Gervais „*Palaeomeryx*" und „*Leptobos*" sind etwa dahin zu deuten, daß auch eine große *Antilope* bei Concud vorkommt.

Zu der Stufe des Pontien werden auch die Lignite von Alcoy (Alicante) gerechnet. Obwohl Säugetierreste von dieser Lokalität schon seit 70 Jahren bekannt sind, möchte ich doch bei den Wider-

sprüchen verschiedener Autoren das Alter dieser Fauna für keineswegs vollkommen gesichert halten. P. GERVAIS (Bull. soc. géol. de France. 1853) bestimmt die von VERNEUIL, COLOMB und DE LORIÈRE gesammelten Reste als *Hyaenarctos*, *Hipparion*, *Rhinoceros*, *Sus palaeochoerus*, *Antilope* sp. und *Antilope boodon*. Die neueste von PACHECO (l. c. p. 476) gegebene Speziesliste enthält:

Hyaenarctos FALC. et CAUTLEY	*Sus palaeochoerus* KAUP
Aceratherium incisivum KAUP	*Palaeomeryx Scheuchzeri* MEY. (?)
Rhinoceros sp.	*Cervus? (Dicroceras)?*
Hipparion gracile KAUP	*Palaeoryx boodon* GERVAIS
Hyotherium Soemmeringi MEYER	*Mastodon longirostris* KAUP

Die kleine von GERVAIS (pl. VI fig. 4) abgebildete *Antilope* wird nicht erwähnt.

Da nun *Palaeoryx boodon* sonst nur in Perpignan vorkommt und ROMAN (l. c. p. 69) *Hipparion crassum*, ebenfalls eine sonst nur von dieser letzteren Lokalität bekannte Art, in der Fauna von Alcoy gefunden haben will, so erscheint es fast zweifelhaft, daß wir es hier noch mit pontischer Stufe zu tun haben. Für die letztere würde nur *Mastodon longirostris* und *Aceratherium incisivum* sprechen, denn die *Hipparion*-Bestimmungen scheinen revisionsbedürftig zu sein und für die Suiden und Cerviden gilt sicher das gleiche. Ganz rätselhaft ist die Angabe BOSCÁ's CASANOVES von dem Vorkommen des *Anthracotherium magnum* in Alcoy. Sie wird auch von PACHECO in Zweifel gezogen, ebenso wie die Angabe EZQUERRA's von der Anwesenheit des *Anoplotherium gracile* an dieser Lokalität. Die CALDERÓN'sche Bestimmung eines *Mastodon* als *arvernensis* ist keineswegs gesichert.

Im Becken von Seo de Urgel (Prov. Lérida) hat VIDAL zahlreiche Überreste von Säugetieren gefunden, darunter auch *Dryopithecus* (Boletin de la R. Soc. Esp. de Hist. Nat. T. XIII. Madrid 1913). Nach CHEVALIER (Bull. soc. géol. de France. 1909. T. X, 4. ser.) und BATALLER (l. c. p. 119) kommen folgende Arten vor:

Tapirus priscus, P^3 dext.

Tapirus sp.

Aceratherium tetradactylum LART., P^2 und P^3 sin, M^1 und M^2 dext, ein Fragment des rechten Unterkiefers mit M_2 und M_3, ferner M^1 und M^2 sin.

Rhinoceros sp., ein Fragment des M^3 sin und einer Tibia nebst einem unteren D.

Hipparion gracile KAUP, 3 obere M, ein unterer M und die distale Hälfte eines Humerus, ferner ein oberer P, 4 obere I, P^2—M^2 sin und P^{2-3}, M^{1-3} dext.

Hyotherium Soemmeringi MEYER, ein oberer M^3, jedenfalls eine kleine Form.

Sus major GERVAIS, ohne nähere Angabe.

Dicrocerus sp., nach Bataller (l. c. p. 171) Femur und Geweihfragmente.

Cervulus dicranocerus Kaup. Mehrere Fragmente von abgeplatteten Geweihen, ein Oberkiefer mit den 3 M, ein vollständigerer mit P^2—M^2. Die Zähne sind denen von *Dicrocerus elegans* ähnlich, die Gabelung des Geweihs erfolgt jedoch dicht oberhalb des Rosenstocks.

Mastodon angustidens Cuv., ein Fragment eines M^3.

— — var. *pyrenaicus* Lart., ein unterer M_2 mit nur vier Jochen.

— *longirostris* Kaup., ohne nähere Angabe.

Dryopithecus Fontani Lartet, ein linker Unterkiefer mit den 3 M.

Die gleichzeitige Anwesenheit von *Hipparion* und *Mastodon angustidens* und *Dinotherium bavaricum* widerspricht allen bisherigen Erfahrungen, es müßte denn sein, daß sich diese sonst nur noch im Sarmatien vorkommenden Proboscidier hier länger erhalten hätten. Auch *Dryopithecus* gehört sonst einem tieferen Horizonte an. *Aceratherium tetradactylum* wäre, soferne es sich um Pontien handelt, in *incisivum* zu ändern.

Von Valdelaguna nördlich von Colemar de Oreja gibt Cassian de Prado das Vorkommen von *Hipparion* an (Douvillé, l. c. p. 101). Bataller (l. c. p. 147) führt von Peria am Gall Mulatin (Katalonien) *Chalicotherium Goldfussi* und *Aceratherium incisivum* an.

Im Ebrobecken bei Sardanyola haben Depéret und Vidal das Vorhandensein der pontischen Stufe nachgewiesen. Es sind dies Schotter mit zwischengelagerten Tonen, ähnlich wie bei Cucuron. Almera hat darin *Mastodon longirostris*, *Hipparion gracile* und *Cervus Matheroni* Gerv.? sowie *Micromeryx flourensianus* Lartet bei Terassa gefunden, welchen Bataller (l. c. p. 120) noch *Hippopotamus major* Cuv., *Equus Stenonis Cocchi* und *Ursus spelaeus* Bl. hinzufügte. Die drei letzteren stammen jedenfalls aus einer jüngeren Ablagerung. Die von Bataller gegebene Abbildung des *Micromeryx* ist ganz unbrauchbar. Es handelt sich auf keinen Fall um diese für das Miocän von Sansan und Steinheim charakteristische Gattung.

In der Cerdagne, an der spanisch-französischen Grenze in den Provinzen Lérida und Gerona sind mächtige Süßwasserschichten vorhanden. Nach Depéret und Rérolle (Bull. soc. géol. de France. 1885. p. 488, 506) ist das Profil:

4 Altes Alluvium und Moräne von Puigcerda.
3 Roter toniger Lehm ohne Fossilien.
2 Sandige Tone mit Pflanzen, Süßwasserschnecken u. Säugetierresten.
1 Bankige Tone mit Lignitlagen und Säugetieren nebst *Planorbis*.

Der unterste Horizont lieferte von Säugetieren *Sus major* Gerv., *Castor Jaegeri* Kaup, *Mastodon* und *Ictitherium*, der zweittiefste *Amphicyon major* var. *pyrenaicus* Depéret und *Hipparion gracile*, welchen Almera und Bofill noch *Mastodon angustidens* und sp.

und *Dinotherium bavaricum* Meyer anreihen konnten, Bestimmungen, welche jedoch mit dem Horizonte nicht vereinbar sind.

Als Hauptfundorte kommen Billver und Estevàr in Betracht. Es handelt sich nach den von Bataller gegebenen Abbildungen zweifellos um *Mastodon longirostris* und *Dinotherium giganteum*.

Jüngstes Tertiär.

Ungemein spärlich sind Säugetierschichten aus den fast stets nur marin ausgebildeten Schichten des Plaisancien und Astien.

Douvillé zitiert nur von Malaga *Rhinoceros etruscus* (l. c. p. 108) und aus dem jüngsten Astien lehmige Sande. Von Las Corts de Sarriá in Katalunien erwähnt Almera einen Zahn von *Mastodon arvernensis*. Diese Schichten entsprechen den fluviatilen Ablagerungen von Perpignan, aus welchen Depéret eine ebenso reiche als interessante Säugetierfauna beschrieben hat (Douvillé, p. 112). Bataller (l. c. p. 217) nennt *Lagomys* sp. aus Oberpliocän von Can Ubac bei Rubi in Katalunien.

Die Wirbeltiere aus dem Tertiär von Portugal.

Verhältnismäßig zahlreicher scheinen die Fundorte tertiärer Säugetierreste in Portugal zu sein. Roman, Frédéric, welchem die Bearbeitung des gesamten von Delgado in mehr als 30 Jahren gesammelten Materials aus dem Tajobecken übertragen war, konnte zwei Landfaunen unterscheiden. Auch lagen ihm Überreste aus zwei marin entwickelten Horizonten vor.

Bourdigalien. Der Hauptfundplatz hierfür ist Lissabon selbst, nahe der Avenida Estephania. Von hier stammen aus den untersten Schichten mit *Ostrea* und *Pecten*:

Rhinoceros (Ceratorhinus) tagicus Roman, eine sehr kleine mit *sansaniensis* verwandte Form, ausgezeichnet durch die fast molarähnlichen oberen P, und die kräftige Entwicklung des Crochet und Anticrochet an den P und M und die Anwesenheit einer Crista an den P.

Rhinoceros sp., unvollständige Zähne einer größeren Art.

Brachyodus onoideus Gervais, beide Unterkiefer und Extremitätenknochen, darunter Carpalia, Tarsalia und Zehenglieder.

Palaeochoerus aurelianensis Stehlin, isolierte Zähne P 3 und 4 und M[1] und ein unterer P.

Pseudaelurus transitorius Depéret, ein Unterkiefer, ein isolierter M und ein Canin. Das Original von La Grive St. Alban ist etwas kleiner, *Edwardsi* Filhol aus den Phosphoriten etwas größer.

Helvetien. Die einzige Landtierspezies aus den Kalken und Sanden mit *Pecten scabrellus* von Casal Vistoso, aus den Kieselkalken von Grillo und aus den Kalken mit *Ostrea crassissima* von Marvilla ist *Mastodon angustidens*.

Die Kontinentalfazies mit Säugetierresten sind das Tortonien und das Pontien. Das Tortonien von Aveiras de Baixo lieferte:

Rhinoceros (Ceratorhinus) aff. *sansaniensis* Lartet, ein unterer D und eine Tibia.

Listriodon splendens v. Meyer var. *major*, ein M^3.

Sus palaeochoerus Kaup, ein M^2.

Dicrocerus sp., ein oberer M.

Palaeoryx sp., ein unvollständiger P — dürfte wohl eher zu *Palaeomeryx Kaupi* oder *eminens* gehören.

Machairodus Jourdani Filhol, ein oberer Canin.

Sarmatien. Von Fonte do Pinheiro bei Azambuja:

Hyotherium simorrense Lartet var. *Doati* Lart., beide Unterkiefer und ein Oberkieferbruchstück. Am nächsten stehen diese Reste der Form von Tutzing am Starnberger See. Angeblich sollen mit ihnen auch *Hipparion*-Reste gefunden worden sein.

Pontien. Von Villa Nova da Rainha kennt man:

Hipparion gracile Kaup, 5 Zähne.

Palaeoryx cfr. *Pallasi* Wagner, 1 unterer M und 1 P.

Bei Azambuja (Valverde) nur *Mastodon longirostris* Kaup und *Hipparion gracile*, nur ein bzw. zwei Zähne. Auch bei Aveiras de Cima wurde *Hipparion* durch einige Zähne nachgewiesen.

Vollständigere *Hipparion*-Reste kennt man von Archino bei Ota. Sie bestehen in sieben Unterkiefer- und zwei Oberkieferzähnen, in Femur, Astragalus, Calcaneum und einem Lendenwirbel. Von derselben Lokalität stammen auch mehrere obere M des *Tragocerus amaltheus* Roth und Wagner.

Auffallend häufig sind bei der im ganzen doch geringen Zahl der Säugetierreste sowohl in Spanien als auch in Portugal die Überreste von Suiden, während die sonst in Frankreich und Deutschland stets vorherrschenden Cervicornier eine sehr untergeordnete Rolle spielen, außer an der Lokalität Cerro di Otero bei Palencia.

Es hat daher fast den Anschein, daß auch damals schon Mangel an ausgedehnteren Waldungen bestand. Vermutlich war schon im Tertiär der Reichtum an Gipslagern ein Hindernis für das Gedeihen ausgedehnter üppiger Wälder.

Da mit Säugetierresten auch in der Regel Land- und Süßwasserschnecken vergesellschaftet sind, möchte ich auch die aus dem Tajotale beschriebenen Schnecken nicht mit Stillschweigen übergehen.

Roman führt folgende Arten an:

Aus dem Oligocän von Marqueza bei Carregado:

Limnaea aff. *pachygaster* Thomae.

Nystia tagica n. sp.

Archaeozonites sp.

Aus der pontischen Stufe, Kalke von Cartaxo:

Glandina aquensis Matheron, auch bei Alcoentre, bei San Vicente und Santarem.

Helix sp., ähnlich dem *Beaumonti*, auch bei Aveiras de Baixo.

— *Mendesi* n. sp., ähnlich der *aquensis* de Serres und der *H. chingensis* Sandb. Auch bei Santarem.

— *sansaniensis* Dupuy, ähnlich der *Larteti*, auch bei Santarem.

— *cartaxensis* n. sp., ähnlich der eocänen *H. olla* M. de Serres, auch bei Asseiceira und Rio Maior.

— *(Iberus) Delgadoi* n. sp., ähnlich der lebenden *Gualtieriana* Linn., nur bei Rio Maior.

— *(Macularia) Torresi* n. sp., ähnlich der *Leymeriei* bei Pernes, San Vicente.

Limnaea heriacensis Fontannes. Auch bei Santarem.

— ähnlich *dilatata* Noulet.

Planorbis praecorneus Fisch. et Tourn., Santarem, Rio Maior, Aveiras de Baixo und Pernes.

— aff. *praecorneus* Fisch et Tourn. Auch bei Asseiceira und Rio Maior.

— aff. *Mantelli* Dunk. Auch bei Aveiras de Baixo.

— *(Gyrorbis) Mariae* Michaud.

— *(Anisus) Matheroni* Fisch. et Tourn.

Bythinia ovata Dunker var. Auch bei Santarem und Asseiceira bei Rio Maior.

— *gracilis* Sandb., Aveiras de Baixo.

Viviparus aff. *ventricosus* Sandb.

Cyclostoma bisulcatoides n. sp. Auch bei Aveiras de Baixo.

Melania sp.

Aus den Kalken von Santarem:

Glandina aquensis Math.

Helix sp.

Limnaea Bouilleti Michaud

Limnaea aff. *cucuronensis* Fontannes

Bythinia aff. *tentaculata* Linn.

Nördlich vom Tajo:

Limnaea, ähnlich *Larteti*. Kalk von Cortegaça, Helvetien.

Planorbis aff. *Mantelli* Dunk. Kalk von Quintanellas, Helvetien.

— *praecorneus* Fisch. et Tourn. Kalk von Quintanellas, Helvetien.

— *sansaniensis* Noulet. Kalk von Cortegaça, Helvetien.

Helix Cotteri n. sp., ähnlich der *geniculata* Sandb., Palmeiros, Helvetien.

— *quintanellensis* n. sp., ähnlich der *cartaxensis*, Palmeiros, Quintanellas, Helvetien.

— n. sp., *Gonostoma* ähnlich.

Tudora aff. *Larteti* Noulet, Quintanellas, Palmeiros, Helvetien.

Pleistocän.

Die Harlé'sche Arbeit ist grundlegend für die Kenntnis der pleistocänen Säugetiere der Iberischen Halbinsel. Er behandelt zunächst die Höhlenfunde in Portugal.

In der Höhle von Furninha, 70 km nördl. von Lissabon, wies er nach:

Ursus arctos *	*Felis catus* *†	*Rhinoceros Merki*
Meles taxus •	— *pardus* *	*Equus caballus* *†•
Mustela foina	— *pardina* †•	*Sus scropha* *†
Foetorius erminea	*Vespertilio murinus*	*Bovide* groß •
Canis lupus *†	*Rhinolophus ferrum equinum*	*Cervus elaphus* *†•
— *vulpes* †		*Lepus cuniculus* *†•
Hyaena striata	*Erinaceus europaeus* †	*Arvicola amphibius* †

von welchen die mit * versehenen auch in der Höhle von Das Fontainhas auf dem Kalkplateau des Monte Junto, die mit † in der Höhle von Casa da Moura und die mit • in der Höhle von Joao Ramos gefunden wurden. Diese letztere, etwa 90 km nördlich von Lissabon gelegen, enthielt außerdem *Ovis* und *Lepus timidus*, die von Casa da Moura, etwa 70 km nördlich von Lissabon, lieferte überdies *Foetorius putorius* und einen kleinen Boviden und die von Das Fontainhas *Hyaena crocuta* var. *spelaea* und *Capra hispanica*.

Aus den Kalktuffen von Condeixa, südlich von Coimbra, stammt *Hippopotamus major* und *Elephas antiquus*, aus den Flußablagerungen von Mealhada ein Zahn des *Elephas antiquus* und ein Kiefer von einem kleinen *Cervus elaphus*, in der Höhle von Serra dos Molianos, 90 km nördlich von Lissabon, wurden Zähne und Knochen von *Ursus arctos*, *Rhinoceros Merki* und einem kleinen *Cervus elaphus* gefunden.

Was die von Harlé erwähnten Tierreste aus dem Pleistocän von Spanien betrifft, so kann ich von jenen, welche in Katalunien gefunden wurden, hier absehen, weil ich bei Besprechung der Bataller'schen Abhandlung ohnehin auf sie zurückkommen werde, ich kann mich daher auf die Vorkommnisse im übrigen Spanien beschränken; ich möchte jedoch hier bemerken, daß der Menschenunterkiefer aus dem Kalktuff von Banjolas in der Prov. Gerona dem Neandertaltypus angehört, denn das Kinn springt nicht vor, wie bei den späteren prähistorischen Menschenrassen.

Aus einer Höhle bei Allneva, Prov. Teruel, kennt man Reste von *Ursus arctos*, *Hyaena*, *Felis leo*?, *Equus caballus*, *Sus* und *Cervus elaphus*. Dieser Bär kommt nach Harlé auch in der Höhle von Aïtzbitarte-Gnipuzcoa und Ojebar, Prov. Santander, vor.

Ursus spelaeus wurde nach Harlé sicher nachgewiesen in der Höhle von Aïtzbitarte, Guipuzcoa und in der Höhle von Gorbea bei Alava und von Barriatua in Biscaya, sowie in den Höhlen bei Santander.

Canis lupus kennt man aus der Höhle von Hornos und Altamira, Prov. Santander, *Hyaena crocuta* von Pedraza, Prov. Segovia, von Aïtzbitarte, Prov. Guipuzcoa und von Castillo, Prov. Santander.

Die beiden letzteren Fundorte, sowie die Höhle von Miron und Altamira befinden sich in der eben genannten Provinz, die Höhle von Balmori in der Provinz Oviedo.

Felis pardus fand sich auch in der Genistahöhle von Gibraltar und in der Höhle de Hornos, Prov. Santander, *F. catus* wurde in der Höhle der nämlichen Provinz in Magdalenien-Schichten angetroffen, *F. pardina* auch in der Höhle von Gibraltar.

Von *Elephas primigenius* kennt man nach Harlé nur wenige sichere Reste von Vianya bei Olot, Prov. Gerona, und Udias, Prov. Santander, dagegen sind solche von *E. antiquus* nicht allzu selten. Als Fundorte kommen in Betracht: Torralba, Prov. Soria — hier wurden auch Extremitätenknochen gefunden —, Gibraltar, Cantillana und La Rinconada, Prov. Sevilla, Villanueva di Gallego, Prov. Saragossa, und San Isidro bei Madrid, hier zusammen mit Resten von *Equus*, Boviden und einem kleinen *Cervus elaphus* nebst Chelléen Steinwerkzeugen — wahrscheinlich auch bei Almodobar del Rio, Prov. Córdoba, und Monasterio, Prov. Burgos.

Elephas trogontherii wurde von Pohlig bei Sevilla nachgewiesen. Als *E. meridionalis* wurden Molaren von Torralba, Prov. Soria, bestimmt, welche mit Knochen von Pferd, einem großen Boviden, einem kleinen Edelhirsch und Chelléen Silex vergesellschaftet waren. Es wird also eher *antiquus* sein.

Rhinoceros Merki. Fundorte sind Gracia bei Barcelona, eine Höhle bei Nieva de Cameros, Prov. Logroño — hier mit einem großen Boviden, Edelhirsch und Reh und die Genistahöhle von Gibraltar, hier mit *Hyaena spelaea* und Edelhirsch.

Rhinoceros tichorhinus wurde bis jetzt nur auf der Nordseite der Pyrenäen bei Unquera an der Grenze der Provinzen Santander und Oviedo angetroffen, *Equus caballus* zusammen mit *Elephas antiquus* bei Torralba, Prov. Soria, mit *Hyaena spelaea* in der Genistahöhle von Gibraltar, mit *Hippopotamus* bei Tarrassa, Prov. Barcelona.

Hippopotamus kennt man bis jetzt nur von den bei Bataller genannten Lokalitäten und aus Portugal.

Sus scropha in der Genistahöhle von Gibraltar und zusammen mit Bär, Pferd und Hirsch in einer Breccie bei Cabra, Prov. Córdoba.

Von *Bison* fand sich ein Schädel neben Bären- und Hirschknochen in dem Bleibergwerk Buenita bei Udia, in der Prov. Santander, nahe der Höhle von Altamira, welche wegen der bildlichen Darstellungen von Bisonten berühmt ist. Die an vielen Orten gefundenen Reste von großen Boviden dürften wohl auf *Bison* zu beziehen sein, *Bos* ist nur durch einen Schädel von Torralba, Prov. Soria, mit Sicherheit nachweisbar.

Renntier kennt man von Serinya, Prov. Barcelona und aus den Höhlen Aïtzbitarte in Guipuzcoa, Valle, Ojebar und Palomas in der Provinz Santander, *Cervus Dama* wurde hingegen nur in der Höhle von Gibraltar gefunden.

Cervus elaphus ist in Spanien an vielen Orten anzutreffen. Außerhalb Katalunien sind zu nennen: eine Höhle in der Prov. Logroño, Torralba, Prov. Soria, Höhlen von Guipuzcoa und Santander, öfters zusammen mit *Rhinoceros Merki* und die Genistahöhle von Gibraltar, hier mit *Hyaena spelaea*. Ein ebenfalls sehr kleiner Edelhirsch stammt, wie ich hier anfügen möchte, aus dem Heppenloch bei Kirchheim in Württemberg, wo auch *Rh. Merki* und ein Affe, *Inuus*, gefunden wurde.

Rupicapra europaea kennt man außer aus Katalunien auch aus Höhlen in der Prov. Santander und aus der Höhle von Aïtzbitarte, Prov. Guipuzcoa, *Capra ibex* wurde in verschiedenen Höhlen der Prov. Santander und bei Malaga gefunden.

Es ist höchst bemerkenswert, daß die Arten des kalten Klimas ganz auf den Norden von Spanien beschränkt geblieben sind. Östlich der Pyrenäen drangen nur Mammut, Gemse und Renntier bis Katalunien vor, westlich von diesem Gebirgszuge gelangten sie nur bis Santander. An dieser letzteren Wanderung beteiligte sich auch *Rhinoceros tichorhinus* und Höhlenbär. Diese spärliche Verbreitung der kälteliebenden Arten in Spanien bildet einen seltsamen Gegensatz zu den Verhältnissen im französischen Pyrenäenvorlande, wo diese Arten zu den häufigsten Höhlenfunden zählen. Harlé führt diese Verschiedenheit darauf zurück, daß in Spanien wegen der Nähe des Meeres das Klima auch während der Eiszeit erheblich milder war als in Südfrankreich.

Die Arbeit von Bataller behandelt alle Säugetierreste, welche bis jetzt in Katalunien gefunden wurden. Die aus Tertiärablagerungen stammenden habe ich schon im vorhergehenden bei den einzelnen Stufen angeführt, ich muß mich daher auf die Besprechung der pleistocänen Funde beschränken. Die wichtigsten Lokalitäten mit Pleistocänfaunen sind folgende:

Puig de los Ánimes b. Malavella, Prov. Gerona, lieferte nach Vidal:

Homo	*Sus* sp.	*Equus asinus*
Cervus elaphus	*Bos taurus*	*Equus* sp.
Capreolus	*Bos* sp.	*Meles taxus*
Sus scropha	*Equus caballus*	

Die Fauna dürfte anscheinend sehr jung, wenn überhaupt wirklich fossil sein.

Die Höhlen Cova del Tabac und Cova Negra de Tragò de Noguera im Montroig-Hügel, Prov. Lérida, enthielten nach Depéret:

Equus caballus	*Cervus elaphus*	*Bos taurus*
Sus scropha	*Capra hircus*	*Meles taxus*

jene von Gràcia, im Park Güell von Barcelona, lieferte, ebenfalls nach Depéret:

Erinaceus europaeus	*Rhinoceros Merki*
Lagomys corsicanus	*Cervus elaphus* var. *minor*
Arvicola cfr. *arvalis*	

Vom Abrie Romani bei Capellades, Prov. Barcelona, stammen die Reste, welche Harlé bestimmte als:

Ursus sp.	*Canis lupus*	*Equus caballus*
Felis (pardina) lynx	*Cervus elaphus*	*Arvicola amphibius*
Hyaena spelaea	*Sus scropha*	*Lepus cuniculus*

Die Höhle von Serinya, Prov. Gerona (Magdalénien), enthielt:

Equus caballus	*Rupicapra europaea*	*Mustela vulgaris*
Sus scropha	*Capra hircus*	*Felis lynx*
Cervus elaphus	*Erinaceus europaeus*	— *catus*
— *tarandus*	— *vulgaris*	*Canis vulpes*
Bos taurus	*Martes foina*	— *lupus*

Der von Bataller abgebildete Zahn von *Rupicapra* ist in Wirklichkeit ein M_3 von *Bos.*

Im beschreibenden Teile werden außerdem erwähnt:

Ursus spelaeus von Cân Sans (Montiada), Tarrassa, Castelbisbal und Grácia? — auch der C. von *Ursus* sp. von Capellades gehört sicher zu dieser Art.

— *arctos,* zwei untere M von Castelbisbal.

Hyaena spelaea auch bei Montiada, Cân Sans, Cova des Encantats und Creu d'Olorde.

Canis familiaris von Malavella? und aus Höhlen von Lérida.

Lepus cuniculus auch von Serinya.

Elephas primigenius von Mas Rossell de Fontrubi, Vall de Vianya (Olot), Sant Vicents dels Horts, von Vallformosa und von Albareda bei Sant Feliu del Llobregat.

— *antiquus* von Horta, Barcelona, les Corts, Sant Vicents dels Horts.

Cervus elaphus außer in den genannten Höhlen auch bei Cardeden bei Pelegri, Vall de Vianya und Les Preses bei Olot, stets im Magdalénien.

Hippopotamus major Cuv. Sarrià de Barcelona und Tarrassa, Planura d'Espolla, Banyolas.

Rhinoceros Merki Kaup auch Vall de Vianya, Casa falsa de Sitjar.

Equus sp. auch Tarrassa.

— *robustus* Pomel bei Cân Ubac de Rubi und Tarrassa.

— *caballus* L. auch bei Sant Julia de Ramis, Cân Ubac de Rubi, Tarrassa, Martorell de la Selva, Nostra Senyora del Collel etc.

Rückblick.

Alle aus Spanien und Portugal bekannten kontrollierbaren Säugetierreste stammen mit Ausnahme jener von Alcoy aus dem nördlichen Teil der Iberischen Halbinsel und repräsentieren

Eocän: (*Paloplotherium minus* und *Xiphodon gracile*), Gegend von Salamanca, Ludien, und *Lophiodon* und *Schizotherium*, Gegend von Zamorra; Horizont unsicher.

Unteroligocän: *Brachyodus Cluai, Theridomys siderolithicus, Amphicyonide, Plesictis Filholi* von Tarrega (Lérida), wohl Stampien?, und *Diplobune minor* und *Ancodus Aymardi* von Calaf, Catalunia; Horizont unsicher.

Aquitanien: *Anthracotherium magnum, Amphitragulus gracilis,* Majorca, *Aceratherium lemanense, Sciurus Feignouxi, Cricetodon antiquum, Dremotherium,* Rubi, Barcelona, *Caenotherium?*, Brihuega, Guadalajara.

Bourdigalien: *Rhinoceros tagicus* sp., *Brachyodus onoideus, Palaeochoerus aurelianensis* und *Pseudaelurus transitorius,* Lissabon, und *Metaxitherium* aus marinen Schichten in Katalunien.

Helvetien: Nur *Mastodon angustidens.* Tajobecken Portugal, nach Bataller auch *Macrotherium* von Sant Llorens d'Hortons in Katalunien.

Obermiocän, Sarmatien: Von Madrid, Palencia und Rincon de Teruel nebst verschiedenen anderen Lokalitäten, die aber nur wenige Arten, meist nur *Mastodon angustidens* geliefert haben.

Die von Pacheco durchgeführte feinere Unterscheidung in Tortonien, Vindobonien und Sarmatien läßt sich mit Hilfe der angegebenen Säugetierarten nicht mit Sicherheit begründen.

Die Miocänfaunen Spaniens und Portugals unterscheiden sich von den deutschen und französischen ganz auffallend durch die Seltenheit von Cervicorniern — eine Ausnahme macht lediglich die von Cerro de Otero bei Palencia —, was darauf schließen läßt, daß diese Länder schon im Tertiär arm an ausgedehnten Waldungen waren. Die Ursache dürfte in der weiten Verbreitung von Gipslagern zu suchen sein, welche das Gedeihen des Waldes verhindern.

Pontien: Archino, Villanova, Portugal, Concud (Teruel), Alcoy (Alicante)?, Seu d'Urgel und Tarrassa (Catalunia). Einzelfunde aus Palencia, Peria, Barcelona, Madrid, Cuenca etc. Räumlich ist das Pontien die verbreitetste Tertiärstufe der Iberischen Halbinsel.

Pleistocän: Die im Pleistocän von Frankreich, Deutschland und England bei weitem vorherrschenden Arten des kalten Klimas spielen in Spanien eine sehr untergeordnete Rolle, denn Mammut, Gemse, Renntier und Höhlenbär kennt man bisher nur aus Katalunien und den westlich der Pyrenäen gelegenen Provinzen Guipuzcoa und Santander, *Rhinoceros tichorhinus* wurde überhaupt erst einmal gefunden, an der Grenze der Prov. Santander und Oviedo. Dagegen zählen *Elephas antiquus* und *Rhinoceros Merki* zu den häufigeren Funden im Pleistocän der Iberischen Halbinsel. Besonders häufig ist jedoch eine kleine Form des Edelhirsches, die auch aus dem Heppenloch bei Kirchheim in Württemberg vorliegt, wo auch *Rh. Merki* und ein *Inuus* gefunden wurde.

Über einen wohlerhaltenen Gaumen von *Trematosaurus Brauni.*

Von **Friedrich v. Huene** in Tübingen.

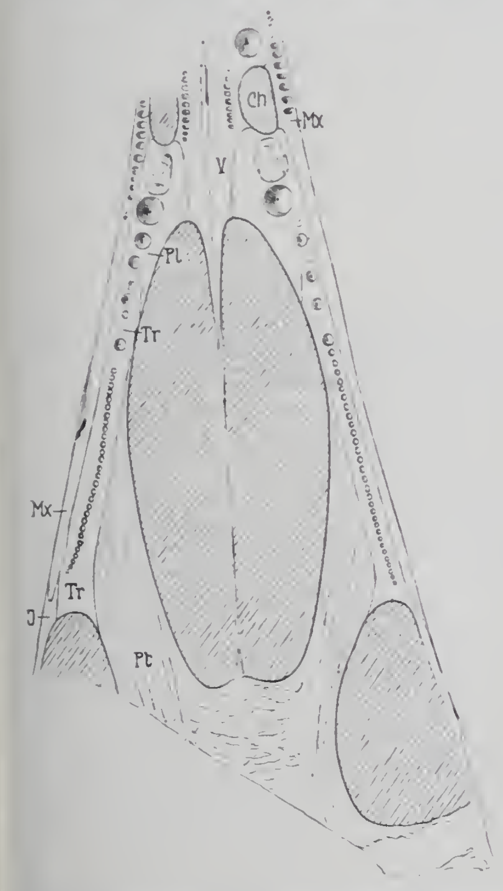
Mit 2 Textfiguren.

Der Schädel von *Trematosaurus Brauni* aus dem mittleren Buntsandstein von Bernburg ist gut bekannt. Er ist häufig (Burmeister, H. v. Meyer, Jaekel, Drevermann) beschrieben und abgebildet, zuletzt von Drevermann. Ein Element des Gaumens, das Transversum, ist erst sehr spät bekanntgeworden, ferner ist der genaue Verlauf der Prämaxillennaht nie ganz klargelegt.

Die Abgrenzung des Transversums gegen das Palatinum ist erst von Drevermann (Senckenbergiana II. 1920. 83—110) deutlich abgebildet worden. Die Grenze zwischen Palatinum und Transversum fand Haughton zum erstenmal im Jahre 1915 (Ann. S. Afr. Mus. XII, 2. 47—51) an einer verwandten Form aus Südafrika. Die Abbildung ist aber nicht recht klar und einwandfrei, so daß die Lage der Sutur später mit Recht bezweifelt wurde. Eine Wiederholung von Drevermann's Beobachtung der Palatinum-Transversum-Naht an anderem Schädel ist vielleicht nicht unerwünscht. In einer zurzeit noch nicht erschienenen Arbeit über *Gonioglyptus* in den „Acta Zoologica" habe ich eine nach den besten bisherigen Darstellungen kompilierte Abbildung des Gaumens von *Trematosaurus Brauni* gegeben; aber gerade diese Naht und Teile der Prämaxillennaht sind ebenfalls nur auf Grund des bis dahin publizierten Materials eingetragen.

Nun habe ich aber kürzlich in der an *Trematosaurus* so reichen Sammlung des Geologischen Institutes in Halle a. S. zwei Stücke gefunden, die gerade diese beiden genannten Stellen in denkbar glänzendster Weise zeigen. Ich verdanke Herrn Geheimrat J. Walther die Erlaubnis, dieselbe hier bekanntzumachen. Beide Stücke sind natürliche Negative, die die Nähte mit wunderbarster Deutlichkeit aufweisen. Der mittlere und der vordere Abschnitt des Gaumens sind die schön erhaltenen Teile. Das Pterygoid ist in eine lange schmale Spitze nach vorn ausgezogen, die bis weit über die halbe Länge der großen Interpterygoidallücke nach vorne reicht. Am Rande derselben kommt ihm eine kurze stumpfere Spitze des Palatinum von vorn entgegen, genau wie Drevermann sie abbildet. Die Sutur quert die Knochenbrücke zwischen Durchbruch und Maxilla dicht hinter dem 4. Palatinum-Zahn; von da an steht die lange innere Reihe der kleinen Zähnchen auf dem Transversum (die Maxillenzähne sind zum großen Teil an diesem Exemplar nicht sichtbar). Das Palatinum besitzt hinter den Choanen ein Zahnpolster für zwei sehr große Zähne, von denen hier der vordere

beiderseits ausgefallen ist, und dahinter zwei wesentlich kleinere, mittelgroße Zähne. Die längliche Choanenöffnung wird deutlich lateral von der Maxilla und oral vom Vomer begrenzt. Die das Parasphenoid bedeckenden hinteren medianen Vomer-Spitzen reichen etwas weiter rückwärts als die Hinterenden der Palatina. Die vollkommene Schnauzenspitze eines anderen Exemplars zeigt die vordere Umgrenzung der Vomeres deutlich. Die großen Zähne vor den Choanen stehen noch auf den Vomeres. Erhalten ist nur jederseits einer der Zähne, aber es ist Raum da für zwei, Fig. 1 zeigt ihn unmittelbar vor der Choane, Fig. 2 um eine Zahnbreite oralwärts entfernt: H. v. Meyer bildet (Pal. VI. Taf. 27. 2) den



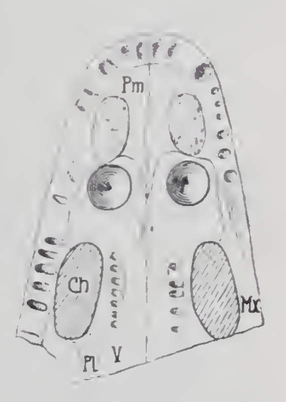


Fig. 2. Wie Fig. 1. Vorderspitze des Gaumens, ohne No. Größe und Bezeichnungen wie Fig. 1.

Fig. 1. Gaumen von *Trematosaurus Brauni* aus dem mittleren Buntsandstein von Bernburg No. 27 im Geolog. Institut zu Halle a. S. in $\frac{2}{3}$ nat. Größe. Ch Choane, J Jugale, Mx Maxilla. Pl Palatinum. Pm Praemaxilla. Tr Transversum. V Vomer.

einen in dieser, den anderen in jener Stellung ab; es waren also zwei Paare vorhanden; BURMEISTER stellt es in seiner rekonstruierten Darstellung auch so dar. Die Vomer-Sutur zieht im Bogen oral um den großen Zahn herum und läßt median schmale zusammenschließende Prämaxillenspitzen nach rückwärts zwischen die Vomeres eingreifen. Längs dem Medialrand der Choanen stehen auf dem Vomer 7—8 kleine Zähnchen in einer geraden sagittalen Reihe. An der Mittelnaht findet sich hinter den Prämaxillenfortsätzen eine kleine Einsenkung. Direkt vor dem vorderen großen Vomer-Zahn ist eine längliche große Öffnung in den Prämaxillen zum Durchlaß der Spitzen der großen Symphysen-(Spleniale-)Zähne des Unterkiefers (das Schädeldach wird jedoch nicht durchbrochen).

Diese wenigen Daten zu einer so gut bekannten Form wie *Trematosaurus Brauni* sind vielleicht doch nicht ganz unerwünscht, weil sie einen erst kürzlich bekanntgewordenen und einen unsicheren Punkt der bisherigen Kenntnis durch gute Dokumente darstellen können.

Tübingen, den 23. Oktober 1920.

Bemerkung zu Brauns, Bildung und Beständigkeit von Modifikationen polymorpher Körper unterhalb ihrer Umwandlungstemperatur.

(Dies. Centralbl. 1921. p. 225—29.)

Von **O. Mügge.**

Zu der Mitteilung von BRAUNS in dies. Centralbl. 1921, 225—29 möchte ich folgendes bemerken:

Daß die erst bei höherer Temperatur beständige Modifikation sich auch schon bei niederer Temperatur ausscheiden kann, ist mir natürlich nicht unbekannt[1], ebensowenig der Umstand, daß eine solche sich Jahrzehnte hindurch erhalten kann[2]. Was mich am Borazit trotzdem zur Annahme einer Bildungstemperatur oberhalb 265° veranlaßte, ist, wie ich Herrn BRAUNS auch schon brieflich mitteilte, der Umstand, daß beim B. die Umwandlung der höher symmetrischen in die mimetische Modifikation mit außerordentlicher Präzision — nach den vorliegenden Erfahrungen unaufhaltsam — vor sich geht, daß es daher höchst unwahrscheinlich ist, daß sich seine Kristalle auch nur so lange im Unbeständigkeitsgebiet er-

[1] Daß auch die bei niedrigerer Temperatur beständige Modifikation sich oberhalb ihres Umwandlungspunktes ausscheiden kann, zeigt der Aragonit.

[2] Vgl. z. B. mein Ref. über GERNEZ, N. Jahrb. f. Min. etc. 1911 I. -276-, betr. HgJ_2, dessen Angaben ich ebenfalls aus langjährigen Erfahrungen bestätigen kann.

halten konnten als zu ihrem Wachstum — das vermutlich doch recht lange Zeit erforderte — nötig war.

Im Übrigen habe ich natürlich nicht angenommen, daß eine Temperatur von 265° im Salzlager „geherrscht habe", sondern nur, daß örtlich (infolge chemischer Prozesse) eine solche vorhanden gewesen sei, „mit einer paragenetisch ganz abnormen Bildungstemperatur" ist also für die Salzlager im ganzen keineswegs zu rechnen.

Lichtfilter für die Benutzung künstlicher Lichtquellen beim Mikroskopieren im polarisierten Licht.

Von **M. Berek** in Wetzlar.

Künstliche Lichtquellen werden beim Mikroskopieren im polarisierten Licht häufig deshalb nur ungern benutzt, weil sie zufolge der vom gewöhnlichen Tageslicht abweichenden Energieverteilung im sichtbaren Spektrum die Interferenzfarben der Mineralien in ungewohnter Weise erscheinen lassen. Die gebräuchlichen Vorschaltfilter beseitigen diesen Mangel nicht in zufriedenstellendem Maße.

In den zumeist in Frage kommenden künstlichen Lichtquellen, den elektrischen Glühbirnen, ist das Energiemaximum gegenüber dem Tageslicht nach Rot hin verschoben, so daß das Intensitätsverhältnis der gelben und mehr noch der roten Strahlen zur gesamten sichtbaren Strahlung bei diesen Lichtquellen höher ist als im Tageslicht. Um die dem Tageslicht entsprechenden Interferenztöne im polarisierten Licht zu erhalten, müssen demnach bei Benutzung solcher künstlicher Lichtquellen die ausgesandten gelben und noch mehr die roten Strahlen in bestimmtem Grade geschwächt werden. Mit Hilfe eines gelb und rot *gleichzeitig* absorbierenden Filtermediums gelingt das nur sehr unvollkommen, da wohl kaum das Absorptionsvermögen dieses Mediums für Gelb und Rot gerade das Verhältnis hat, wie es für die betreffende Lichtquelle benötigt wird. Man muß vielmehr *zwei* selektiv absorbierende Medien benutzen, von denen das eine nur Gelb, das andere nur Rot absorbiert. Durch Zusammensetzung oder Mischung dieser beiden Medien kann man die Schwächung der gelben und roten Farbtöne in jedem gewünschten Verhältnis bewerkstelligen.

Zwei solche Medien, welche die vorgenannten Bedingungen in genügendem Maße erfüllen, sind *Kupfernitrat* und *Gentianaviolett*. Das Kupfernitrat besitzt eine starke Absorptionsbande im Rot; der Farbstoff Gentianaviolett hat einen starken Absorptionsstreifen im Orange-Gelb und daran anschließend ein schwaches Absorptionsband, welches Gelb und Grün umfaßt und im Blaugrün abklingt. Durch Auflösung beider Medien in Wasser läßt sich leicht ein Mischungsverhältnis darstellen, welches, als Filter ge-

braucht, in Verbindung mit einer künstlichen Lichtquelle ein dem Tageslicht in seiner spektralen Zusammensetzung sehr nahestehendes Licht liefert. Eine für die übliche Dünnschliffbetrachtung ausreichende Annäherung an das richtige Mischungsverhältnis erreicht man leicht, indem man durch Spiegeldrehung abwechselnd mit Tageslicht und dem gefilterten künstlichen Licht beleuchtet und bei zu starken roten Interferenztönen Kupfernitrat, bei zu starken gelben Interferenztönen Gentianaviolett zur Filterlösung hinzusetzt. Um einen ungefähren Anhalt für das anzusetzende Mischungsverhältnis zu geben, sei erwähnt, daß in Verbindung mit einer der üblichen Radiumglühbirnen auf 1000 g Wasser 110 g Kupfernitrat und 0,033 g Gentianaviolett für eine Filterdicke von 10 mm benötigt wurden. Die Zusammensetzung der Filterflüssigkeit muß natürlich der jeweiligen Lichtquelle und Filterdicke angepaßt werden.

Eine sehr weitgehende Annäherung an das Tageslicht erzielt man, wenn man bei der Zusammensetzung des Filters die Interferenztöne eines Quarzkeils im Tageslicht und gefilterten künstlichen Licht vergleicht. Besonders die Farbtöne der 1. und 2. Ordnung eignen sich hierfür gut. Man kann durch feinere Abstufung der Gewichtsanteile der beiden genannten Absorptionsmedien eine fast vollständige Übereinstimmung der Farbskalen im Tageslicht und künstlichen Licht erzielen.

Schädigungen der angesetzten Filterflüssigkeit wurden trotz zweijähriger Benutzung bisher nicht beobachtet.

Die optischen Werke E. Leitz, Wetzlar, stellen neuerdings eine geeignete Filterküvette in dauerhafter Ausführung mit stabiler Fußplatte her.

Besprechungen.

A. **Wegener**: Die Entstehung der Kontinente und Ozeane. Die Wissenschaft. 66. 2. gänzlich umgearb. Aufl. 135 p. 33 Abbild. Braunschweig, Friedr. Vieweg & Sohn, 1920.

Das vorliegende Buch stellt eine wesentlich bereicherte Neuabfassung der gleichnamigen während des Krieges im Jahre 1915 ebenfalls in Buchform erschienenen bekannten Arbeit dar, in welcher Verf. seine auch schon anderweitig kurz veröffentlichten Ansichten über die von ihm aufgestellte Theorie der Kontinentalverschiebungen eingehender dargelegt hat. Dem Umfange nach hat diese zweite Auflage der ersten gegenüber um etwa die Hälfte zugenommen, wie denn auch die Abbildungen von 20 auf 33 vermehrt worden sind. Inhaltlich stehen wir zunächst wieder wie damals beim Lesen der ersten Auflage[1] ganz unter dem Eindruck, daß es sich um

[1] Gerland's Beitr. z Geophysik. XIV. 4 Bespr p 118—122. Leipzig 1918

den geistvollen Versuch einer Synthese unserer bisherigen über Aufbau und Gestaltung der Erdrinde gewonnenen Kenntnisse auf dem Boden einer neuen Grundanschauung, eben der Abspaltung und horizontalen Beweglichkeit der Kontinentalschollen, handelt, dessen Studium ebenso lehrreich und anregend wie genußreich ist. Doch nun hat auf der neugeschaffenen Grundlage umgekehrt auch die analytische Kleinarbeit einzusetzen und zu erweisen, wie sicher die Stützen bezw. Folgerungen der neuen Theorie, deren Fundament doch bisher nur im großen aufgerichtet worden ist, im einzelnen sind.

Ausschlaggebend ist für die neue Auffassung nach dem Verf. der aus geophysikalischen Erwägungen zu ziehende Schluß, daß die Tiefseeböden grundsätzlich von anderer Beschaffenheit sind als die Kontinente, indem diese allein die Reste der nunmehr zerstückelten und zusammengeschobenen Lithosphäre darstellen, während in jenen die „Barysphäre" zutage tritt. Allein die Kontinente bestehen daher aus dem sialischen Material (dem Sal von Suess), die Tiefseeböden dagegen bereits aus dem schwereren, weniger starren und unter gewissen Umständen zähflüssigen Sima[1]. Von den angeführten Gründen, die zu dieser Annahme nötigen, erscheint, abgesehen davon, daß sie selbstverständlich mit der Theorie der isostatischen Lagerung der einzelnen Krustenteile verträglich ist, besonders einleuchtend die ausgesprochene Vorherrschaft zweier Niveaus auf der Erdoberfläche, nämlich einer Fläche in 0—1 km Höhe über dem Meeresspiegel und einer anderen in 4—5 km Tiefe unterhalb desselben, was eben geophysikalisch begreiflich ist, wenn man diese Niveaus als die Oberflächen zweier verschiedener Sphären des

[1] Einem Vorschlage von Pfeffer folgend, möchte Verf. für Sal lieber Sial geschrieben wissen, um einer Verwechslung mit dem lateinischen Wort für Salz vorzubeugen. Unbeschadet der Ehrfurcht vor einem Eduard Suess hält Ref. diese leichte formale Abänderung für glücklich, tritt doch dadurch wie bei der Bezeichnung Sima auch noch klarer die Beteiligung des Si hervor. Dagegen hält es der Referent für zweckmäßiger, den Begriff der Barysphäre nicht auch schon auf den Sima-Gürtel anzuwenden, wie dies in dem vorliegenden Buche durchgängig geschieht. Dieser bildet doch zusammen mit der sialischen Hülle nur den Gesteinsmantel der Erde, dessen Mächtigkeit nach den neueren Ergebnissen der Erdbebenforschung vielleicht auf 1200 km zu veranschlagen ist. Diesem Gesteinsmantel erst würde die Barysphäre gegenüberstehen, die wiederum, nach dem gegenwärtigen Stand der Forschung, im wesentlichen aus zwei Teilen zusammengesetzt ist, einer 1700 km mächtigen sog. Zwischenschicht (wesentlich Eisenerze) und dem eigentlichen Erdkern (Nife) von rund 7000 km Ausdehnung im Durchmesser. Für eine solche Scheidung in der Bezeichnungsweise sprechen entschieden die spezifischen Gewichte: denn bei Annahme einer konstanten mittleren Dichte von 3.4 für den Gesteinsmantel folgt für die Zwischenschicht eine Dichte von 6,0 und für den eigentlichen Kern eine Dichte von 9,2. Übrigens rechnet auch Suess (Antlitz der Erde. III, 2. p. 628) das Sima ausdrücklich nicht zur Barysphäre.

Erdballs anspricht[1]. Auch das sanftere Relief der ozeanischen Böden im Vergleich mit der reichen und viel schrofferen vertikalen Gliederung der Festländer deutet auf einen Gegensatz in ihrer Beschaffenheit hin. Neu ist in dieser Auflage der interessante Hinweis, daß auch das magnetische Verhalten unserer Erde auf eine solche Verschiedenheit hinzuführen scheint.

Einen Aufschluß muß aber vor allen Dingen die Erdbebenforschung liefern, denn es ist zu folgern, daß, wenn die hier skizzierte Ansicht zu Recht besteht, die seismischen Oberflächenwellen auf ozeanischen Wegen eine andere Fortpflanzungsgeschwindigkeit besitzen als auf kontinentalen Wegen. Und in der Tat scheint auch, wie Ref. auf Grund des bisher vorhandenen Beobachtungsmaterials in einer in dieser Zeitschrift (Jahrg. 1921, Nr. 2 u. 3, p. 44 ff. u. 75 ff.) erschienenen Arbeit nachzuweisen versucht hat, ein geringer Unterschied von 0,1 [km sec^{-1}] vorhanden zu sein, und zwar in dem Sinne, daß dem Sima die größere Geschwindigkeit eigen ist. Natürlich gibt aber die WEGENER'sche Vorstellung nicht die einzige Erklärungsmöglichkeit für das Vorhandensein einer solchen Differenz. Auch vom Standpunkt der Permanenz der Hauptzüge im Antlitz der Erde wäre z. B. auf einen merklichen Unterschied in der physikalischen Beschaffenheit der Festlandsmassen und der ozeanischen Böden zu schließen. Den vom Verf. auf p. 20 seines Buches angeführten OMORI'schen Werten der Fortpflanzungsgeschwindigkeiten der ersten Vorläufer kann aber eine Beweiskraft nicht zugesprochen werden. Diesen Werten kommt überhaupt eine eigentlich physikalische Bedeutung nicht zu, da sie auf Grund der nicht haltbaren Vorstellung berechnet wurden, daß die Vorläuferwellen sich, wenn auch nicht an der Erdoberfläche selbst, so doch parallel zu ihr durch die äußere Erdkruste fortpflanzen. Schon die beträchtliche Geschwindigkeitsdifferenz von 4,66 [km sec^{-1}], die sich nach OMORI's Verfahren zwischen den Fortpflanzungsgeschwindigkeiten längs ozeanischer und kontinentaler Wege ergibt, muß stutzig machen.

Besonderes Interesse beanspruchen im dritten Kapitel die Ausführungen über den Prozeß der Gebirgsfaltung, der auch, wie mit Recht besonders betont wird, immer nur unter Wahrung der Isostasie vor sich gehen kann und daher im allgemeinen mit einem noch stärkeren Zusammenschub an der Unterseite der Kontinentalscholle verbunden sein muß. Seine Ursache wird, da u. a. die Schrumpfungstheorie, also auch der aus ihr zu folgernde Gewölbedruck ganz

[1] Nach den neueren Angaben von H. WAGNER (Lehrbuch der Geographie. I. 9. Aufl. 1912. p. 279) stellt sich aber die Arealverteilung auf die einzelnen Höhen- und Tiefenstufen in Prozentzahlen dar, die teilweise nicht unbedeutend von den hier benutzten, dem Lehrbuch der kosmischen Physik von TRABERT entnommenen Angaben abweichen. Doch bleiben die beiden Häufigkeitsmaxima für 0—1 km Höhe und 4—5 km Tiefe deutlich bestehen.

abzulehnen sei, in den Kräften gesehen, welche die Horizontalverschiebungen der Kontinente bewirken, indem diese sialischen Schollen bei ihrer Fortbewegung im Sima an ihrer Vorderseite besonderem Stirnwiderstand ausgesetzt sind, der eine Pressung und Auffaltung zur Folge haben wird (Musterbeispiel: die Anden an der Vorderseite der nach Westen drängenden amerikanischen Scholle). Gut ordnet sich in die über das Sial und Sima entwickelten Vorstellungen auch der Vorgang der Grabenbildung ein. Sehr erzwungen erscheint dem Ref. dagegen die Ansicht über die Bedeutung etwa bei der in die Tiefe gerichteten Stauung geschmolzener sialischer Massen, welche an der Unterseite des Gebirges ausweichen und eine Hebung zu beiden Seiten desselben oder bei einer stattfindenden horizontalen Schollenverschiebung nur an seiner Rückseite (insofern das geschmolzene Sial mit dem Sima zurückbleibt) bewirken können. So möchte Verf. z. B. die Hebung der mitteldeutschen Gebirgswelt wie auch von Tibet im „Rücken" der Alpen bezw. des Himalaya und die an ihren „Vorderseiten" vorhandenen Senkungen oder „Vortiefen" mit auf diese Umstände zurückführen. Warum aber ist bei dieser Auffassung der Alpenbogen konvex nach Norden, der Bogen des Himalaya dagegen konvex nach Süden gekrümmt? Und wie verbinden sich diese Gedanken mit der anderen, später in den Vordergrund gerückten Vorstellung, daß die Hauptfaltung des Himalaya nicht so sehr auf einer Polflucht Asiens als vielmehr auf einem durch Ablösung Vorderindiens von Madagaskar-Afrika bewirkten Zusammenschub beruhen soll? Es ist nicht recht einzusehen, daß dabei das an der Unterseite der entstehenden Gebirgsketten in das Sima hineingepreßte und geschmolzene Sial unter dem Gebirge weg gerade nach Norden getrieben worden und dadurch dann gleichzeitig durch eine Art Saugwirkung die Vortiefe des hindostanischen Tieflandes entstanden ist.

Eine Unterströmung sialischen Materials soll insbesondere auch unter dem abessinischen Gebirge stattgefunden und hier in Verbindung mit dem Aufreißen des ostafrikanischen Bruchsystems an seiner Ostseite sogar einen Simalappen (das hier vorhandene jungvulkanische Material) emporgehoben haben. Ebenso wird es betreffs Islands für nicht unwahrscheinlich gehalten, daß es eine Simakappe darstellt, welche durch geschmolzenes, von der Unterseite der auseinandergespaltenen nordeuropäischen und grönländischen Scholle stammendes Sial gehoben worden ist.

Wie aber erklären sich die sehr beträchtlichen, namentlich tertiären Hebungen der kontinentalen Schollen selber, wie sie u. a. in Fennoskandia, Spitzbergen und Grönland stattgefunden haben? DE GEER[1], der das europäische Nordmeer sowie das arktische Meer

---

[1] Kontinentale Niveauänderungen im Norden Europas. PETERM. Mitteil. 1912. II. p. 121 ff.

auch als sehr junge Bildungen betrachtet, dabei indessen wesentlich an einen großen, im Spättertiär begonnenen und noch jetzt andauernden Einsenkungsprozeß denkt, hat die Möglichkeit, die gewaltigen tertiären Basaltergüsse und die erwähnten tertiären Landhebungen einheitlich unter dem Gesichtspunkt großer Magmaverschiebungen nach den Rändern dieser Becken aufzufassen. Es liegt nahe anzunehmen, daß der Vorgang der Abspaltung und des horizontalen Forttreibens des grönländischen Sockels nicht der allein maßgebende Faktor für die jüngste Phase in der erdgeschichtlichen Entwicklung dieser ganzen Region ist.

Die Auffassung von v. Richthofen, daß der ostasiatische Kontinentalrand aus Landstaffeln bestehe, welche durch Zug vom Pazifik her entstanden, wobei infolge einer Kippbewegung die äußeren Ränder gehoben und die inneren Ränder gesenkt worden seien, wird durch die Vorstellung ersetzt, daß sich bei der Westwanderung der ganzen eurasiatischen Scholle die Inselgirlanden als Randketten abgelöst und dadurch gleichzeitig dem Sima Gelegenheit gegeben haben, zwischen ihnen und dem Festland fensterartig hervorzutreten, auf diese Weise die Böden der gegenwärtigen ostasiatischen Randmeere bildend. In ursächlichem Zusammenhang hiermit haben sich dann noch an den Außenrändern als Spalten zwischen dem Sial der Girlanden und dem Sima des alten erstarrten pazifischen Tiefseebodens die Tiefseerinnen gebildet; und eine solche Einwirkung soll sich auch noch in Verbindung mit einer Wanderung der australischen Scholle auf die Tongarinne erstreckt haben. Die Bogenformen der Festlandsküste aber werden als horizontale Großfalten gedeutet und hinsichtlich ihrer Entstehung als „eine Teilerscheinung in dem gewaltigen Zusammenschub, den das ganze östliche Asien in der Richtung Nordost—Südwest erfahren hat," angesehen. Hinsichtlich der Tiefseerinnen am Ostrande des Pazifik hält es hingegen Verf. für möglich, daß sie letzthin gerade dem Drucke und der ja auch nach unten gerichteten und damit saugend wirkenden Stauung des Kontinentalrandes der westwärts wandernden südamerikanischen Scholle ihre Entstehung verdanken. Wenn diese gegensätzliche Erklärung der Tiefseerinnen zu beiden Seiten des Großen Ozeans richtig ist, so wird sich zeigen müssen, daß dieselben auch ihrem Bau nach ganz verschiedenartige Gebilde sind, denn es ist schwer vorstellbar, daß durch entgegengesetzte Wirkungen gleichartige Formen entstehen. Doch Verf. ist sich auch selbst des Ungewissen in seinen Gedankenreihen wohl bewußt. Ein alle pazifischen Tiefseerinnen einheitlich umfassender Erklärungsversuch ist dem Ref. von J. Geikie[1] bekannt, der zu ihrer Entstehung noch während des Tertiärs in Verbindung mit den zu dieser

[1] The „Deeps" of the Pacific Ocean and their Origin. The Scottish Geograph. Magazine. XXVIII. 1912. p. 113 ff.

Periode rings um den Pazifik statthabenden großen tektonischen Vorgängen eine Senkungsbewegung des ganzen Ozeanbeckens annimmt, wodurch dann an seinen Rändern in den zu Bruch neigenden Gebieten Grabenverwerfungen erzeugt wurden. Wieder erscheint die Frage berechtigt, ob nicht durch das Prinzip der horizontalen Beweglichkeit der Kontinentalschollen die Bedeutung vertikaler Bewegungen einzelner Teile der Erdrinde (und zwar in erster Linie von Senkungen, die mit einer trotz Wärmeerzeugung durch Zerfall von radioaktivem Material vielleicht auch gegenwärtig noch nicht ganz abgeschlossenen Schrumpfung des ganzen Erdballs zusammenhängen könnten) zu sehr in den Hintergrund gedrängt wird.

Eine interessante genetische Beleuchtung erfährt auch der bekannte Gegensatz zwischen atlantischem und pazifischem Bau und das vielleicht mit ihm verknüpfte gegensätzliche Verhalten in bezug auf isostatische Kompensation. Wenn aber die relative Erdbebenarmut der atlantisch gebauten Gebiete auf den infolge nicht weit zurückliegender Entblößung noch verhältnismäßig hohen Plastizitätsgrad des Sima zurückgeführt wird, bei dem sich seismisch äußernde, ruckweise Verschiebungen nicht möglich sind, so befriedigt diese Erklärung angesichts der Tatsache nicht, daß, wie Ref. neuerdings näher ausgeführt hat (Mitteil. d. Geograph. Ges. zu Hamburg. 33. 1921. p. 33 ff.), gerade der Boden des europäischen Nordmeers, dieses jüngsten Teils der großen „atlantischen Spalte", seismisch recht rege ist. Bei der hier vertretenen Auffassung muß auch am Boden dieses Meeres schon das Sima selbst zutage treten, handelt es sich doch um Becken von 3000—4000 m Tiefe und darüber.

Im vierten Kapitel wird nun auf die Verschiebungen der Kontinentalschollen selber ausführlicher eingegangen und zunächst ein lehrreiches Bild von der mutmaßlichen Lage der Kontinente zur Carbonzeit entworfen. Sodann erfahren die atlantische Spalte, Lemurien und Gondwanaland eine gesonderte Betrachtung unter eingehender Darlegung der für die Verschiebungstheorie sprechenden biologischen und geologischen Tatsachen. Diesen Ausführungen kommt nun wohl in der Tat vielfach eine hinreichende Beweiskraft zu, so daß an der Richtigkeit des Prinzips der horizontalen Beweglichkeit der sialischen Hülle unserer Erde nicht mehr gezweifelt werden kann und ebensowenig zu bestreiten ist, daß in der bisherigen geologischen Entwicklungsgeschichte unserer Erde solche Verschiebungen in bedeutenderem Ausmaß auch wirklich stattgefunden haben.

Im Anschluß daran wird das Problem der Polwanderungen behandelt und zunächst vornehmlich an der Hand der diesbezüglichen Untersuchungen von Schiaparelli die geophysikalische Möglichkeit beträchtlicher Polverlagerungen in vorangegangenen geologischen Zeitaltern dargetan, um dann die Pollagen im einzelnen bis ins Carbon zurück zu verfolgen. In Verbindung mit der Verschiebungstheorie erscheinen dabei die aus den geologisch-paläontologischen

Befunden zu erschließenden paläoklimatischen Verhältnisse der verschiedenen Erdteile vielfach wieder in überraschend einheitlicher Beleuchtung, was namentlich von der permocarbonischen Eiszeit auf der Südhalbkugel gilt. Und andererseits ist gerade auch in den Kontinentalverschiebungen infolge der durch sie bedingten Verlagerung der Trägheitsachse die Ursache der Polwanderungen zu sehen, welche hinsichtlich der Breitenlage u. a. für das Eocän und das Carbon als so beträchtlich angenommen werden, daß sich der Nordpol in diesen Epochen auf nur 45° N bezw. 25° N befunden hat. Auch W. Köppen[1] sieht in den vom Verf. entwickelten Ansichten das richtige Prinzip zur Erklärung der großen Züge der Klimaänderungen. Als Ursache der Kontinentalverschiebungen werden hypothetisch die Polflucht und ein Westwärtsdrängen angenommen. Die Polflucht soll nach Köppen dadurch zur Geltung kommen, daß sich der Schwerpunkt eines Kontinentalblocks in einer rund $2\frac{1}{2}$ km höheren Niveaufläche befindet als sein Auftriebspunkt, und diese beiden Niveauflächen infolge stärkerer Abplattung der oberen nur am Äquator und an den Polen, nicht aber in den dazwischen liegenden Breiten einander parallel sind, so daß sich besonders in den mittleren Breiten aus Auftrieb und Schwere eine kleine äquatorwärts gerichtete Resultante ergibt. Das Westwärtsdrängen kann entweder in Verbindung mit der Polflucht auf die ablenkende Kraft der Erdrotation oder als Reibungswirkung vielleicht auf eine Gezeitenbewegung des Simas zurückgeführt werden. So stehen schließlich Kontinentalverschiebungen und Polwanderungen als die für die Herausbildung des Erdantlitzes und seiner klimatischen Verhältnisse wesentlichsten Momente in einem gegenseitigen Abhängigkeitsverhältnis voneinander.

Den Abschluß des inhaltsreichen Buches bildet als siebtes Kapitel der Nachweis auch gegenwärtig noch andauernder Kontinentalverschiebungen durch astronomische Ortsbestimmung. Derselbe dürfte nach den nunmehr vorliegenden Ergebnissen der in Europa—Grönland ausgeführten vergleichenden Längenbestimmungen als erbracht anzusehen sein, ergibt sich doch aus ihnen eine westwärts gerichtete Verschiebung Grönlands um 420 m in der Zeit von 1823—1870 (d. h. um jährlich 9 m) und um 1190 m in der Zeit von 1870—1907 (d. h. um jährlich 32 m), wobei der mittlere Fehler im ersten Zeitabschnitt etwa 124 m und für die Beobachtungen von 1907 etwa 256 m beträgt. Die zum Schluß noch kurz erwähnte systematische säkulare Breitenabnahme der europäischen und nordamerikanischen Sternwarten beansprucht durch die hier besprochenen Ideen erhöhtes Interesse. E. Tams.

[1] Über Polwanderungen, Kontinentenverschiebungen und Klimageschichte. Auszug aus einem Vortrag auf der 13. allgem. Versamml. d. Deutschen Meteorolog. Ges. Meteorolog. Zeitschr. 1920. Heft 12. p. 347

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Zur chemischen Konstitution von Silikaten.

Von B. Gossner in Tübingen.

Die chemische Konstitution eines Stoffes bestimmen, heißt die Art der Beteiligung der ihn zusammensetzenden Atome in seinem zugehörigen Molekularzustand angeben. Die endgültige Bestimmung setzt die Überführung in diesen Zustand voraus; gemäß der Definition von Molekül und gemäß der Tatsache, daß das individuelle Molekül in Übereinstimmung mit der Avogadro'schen Hypothese nur in Gas- oder Lösungsform nach außen, d. h. durch Wirkungen auf anders geartete Stoffe, sich zeigt, erhält man Einblick in seinen Bau nur durch die eben in diesen Zuständen allein möglichen Größebestimmungen (Molekulargewicht) oder stufenweisen baulichen Veränderungen (Synthese und Analyse), welche zunächst Beziehungen zu einfacheren, mit größerer Sicherheit in ihrer Konstitution bekannten Molekülen liefern und schließlich mehr oder weniger sicher die Verteilung der Atome in Einzelmolekül zu erschließen gestatten.

Solange der Stoff im Kristallzustand sich befindet, ist die Wirkung des individuellen Moleküls nach außen verdeckt oder aufgehoben. Es ist nur noch in gewissem Sinne eine Art physikalischer Analyse möglich, mit Hilfe der Röntgenstrahlen. Diese physikalische Analyse hat aber bis jetzt hinsichtlich der molekularen Beschaffenheit des Stoffes im Kristallzustand keine allgemeineren Anhaltspunkte im Sinne der Molekularchemie geliefert; im Gegenteil kommt hiernach im Kristall dem einzelnen Atom eine größere Individualität zu als dem einzelnen Molekül im Sinne der Avogadro'schen Hypothese.

Da, wo man das individuelle Molekül gewissermaßen greifbar antrifft, im Gaszustand oder in Lösung, zeigt es eine besonders charakteristische Eigenschaft, nämlich die Erscheinung, daß es auf seinesgleichen abstoßend wirkt. Anziehende Kraft übt unter allen Umständen das Einzelatom aus. In dieses wird man darum nicht nur bei der Molekülbildung, sondern auch bei der Kristallbildung die bindenden Kräfte zu verlegen haben. Beide Vorgänge erhalten dadurch eine gewisse Gleichwertigkeit. Gemäß ihrem chemischen Charakter und den üblichen Vorstellungen über Valenz vereinigt

sich eine einfache Zahl von Atomen zu einem Molekül; unter anderen äußeren Bedingungen erfolgt eine ähnliche Vereinigung zu einem Kristall von der gleichen, verhältnismäßigen Zusammensetzung. Bei beiden Vorgängen kommt offenbar der räumlichen Anordnung der kleinsten Elementarbestandteile (Elektronen) des Atoms eine ganz besondere Bedeutung zu.

Bei der Molekülbildung ist die Mannigfaltigkeit der Verbindungsmöglichkeiten (Gesetz der einfachen Proportionen) begrenzter als bei der Kristallbildung. Die sog. Wertigkeit erscheint als Ausdruck für die Grenzsetzung. Isomorphe Mischkristalle, echte Kristallwasserverbindungen, echte Doppelsalze weisen darauf hin, daß im Kristallbau die stoffliche Mannigfaltigkeit eine Erweiterung erfahren kann. Die Vorstellungen über den Bau eines Stoffes im Einzelmolekül vermögen eine Erklärung einer solchen Vereinigung eines Komplexes von Atomen nicht zu liefern. Wir werden darum durch die Existenz solcher Komplexe darauf hingewiesen, daß im gewöhnlichen Einzelmolekül nur ein Teil der Atomkräfte nach außen erkennbar wirksam ist, daß bei der regelmäßigen Einordnung zum Kristall erst sich die Gesamtheit dieser Kräfte geltend macht. Über die Mannigfaltigkeit im Molekülindividuum hinaus vermag eine weitere Vereinigung der Stoffe stattzufinden.

Aus diesem Grunde ist auf Stoffe, welche nur vom Kristallzustand aus, nicht aber im Molekularzustand der analytischen Untersuchung zugänglich gemacht werden können, die Anwendung molekularer Vorstellungen nicht ohne weiteres zulässig. Bei gewöhnlichen, echten Doppelsalzen z. B. wird eine solche Vorstellung erst auf die einzelnen Spaltungkomponenten angewandt.

Körper der eben geschilderten Art, welche nur vom Kristallzustand aus, also ohne Isolierung des Einzelmoleküls, der analytischen Untersuchung zugänglich sind, stellen die natürlichen, kristallisierten Silikate in ihrer überwiegenden Mehrzahl dar. Als erschwerend kommt hier noch dazu die ungewöhnliche Kompliziertheit in den Verbindungsverhältnissen, deren Ursache z. T. in Wirkungen der Isomorphie erkennbar ist.

Sehen wir von diesen letzteren zunächst ab, dann ergeben sich nach unseren Darlegungen zwei Möglichkeiten der Deutung der Zusammensetzung eines Silikates.

Der erste Weg beruht auf der Annahme der Identität der chemischen Zusammensetzung des fraglichen Silikates im Kristallzustand mit dem entsprechenden Einzelmolekül. Diese Annahme setzt eine hohe Kompliziertheit dieses Einzelmoleküls voraus, welches dann für sich allein beim Übergang in den Kristallzustand beteiligt ist, in ähnlicher Weise, wie etwa die einzelnen Bestandteile der NaCl-Moleküle aus einer Lösung beim Übergang in den Kristallzustand sich in den neuen Bau mit seiner besonderen Lagerung der Atome einfügen. Dieser erste Weg ist bisher vorwiegend

begangen worden; er hat zu den zusammenfassenden Formeln geführt, welche man in üblicher, mehr oder weniger abweichender Art in den verschiedenen Lehrbüchern antrifft.

Das Verfahren setzt einige Annahmen über die Art der chemischen Bindung voraus, welche mit unseren sonstigen Kenntnissen vom Verhalten der fraglichen Bestandteile, soweit ihr Molekülzustand in Betracht kommt, nur schwer zu vereinbaren sind.

Eine solche Annahme sind salzartige Verbindungen von SiO_2 und Al_2O_3, in welchen das erstere als säurebildendes, das letztere als basenbildendes Oxyd beteiligt sein soll (z. B. in $(SiO_4)_3Al_2Ca_3$, in Si_3O_8AlK). Will man diesen Standpunkt einnehmen, dann ist man gezwungen, eine starke Zunahme der dabei in Frage kommenden Affinitäten mit der Temperatur anzunehmen; für die gewöhnliche Temperatur gelten sie wohl als gering. Für das Einzelmolekül, d. h. nicht notwendig auch im Gleichgewicht Kristall—Einzelmolekül, scheint aber die Regel zu bestehen, daß der Zerfall in Teilkomplexe mit steigender Temperatur gefördert wird. Die Annahme solcher silikatischer Moleküle, mit gerade entgegengesetztem Verhalten, erscheint daher höchst unwahrscheinlich. Sind aber die angenommenen Formeln nicht gleichzeitig auch für ein wirklich existierendes Einzelmolekül geltend, dann besteht keine Berechtigung, die Zusammensetzung des Kristalls durch diese molekulare Schreibweise zum Ausdruck zu bringen. Resultiert die Zusammensetzung erst als Folge der beim Kristallisationsprozeß auftretenden, nach obigem erweiterten Bindungskräfte, dann würde diese Schreibweise ein falsches Bild der Zusammensetzung des Stoffes im Sinne molekularer Vorstellungen geben. Bei einem echten Doppelsalz oder einer echten Kristallwasserverbindung bringt man diese Unterschiede in der Bindung der Atome auch bereits durch eine besondere Form der Darstellung zum Ausdruck. Ein Versuch, aus einer Analyse des K r i s t a l l s eine Formel für ein zugehöriges M o l e k ü l abzuleiten, würde den Tatsachen widersprechen. Die gleiche Schlußfolgerung für einen komplexen Silikatkristall führt notwendig zu ähnlichen, außergewöhnlich komplizierten Formeln für Einzelmoleküle, zu welchen in der übrigen Chemie Analoga nicht existieren. Die langen Ketten von aneinandergereihten C-Atomen der organischen Chemie sind etwas anderes als die salzartig angenommenen Verbindungen der Silikatchemie.

Eine weitere Schwierigkeit bei den Versuchen, für den Kristall die komplizierte individuelle Molekülformel aufzustellen, bereiten Silikate, in welchen im Sinne dieser Auffassung Radikale wie $-Al=O$ oder $-Al(OH)_2$ für ein solches Molekül anzunehmen sind. Diese Auffassung gründet sich auf die Erscheinung der Hydrolyse. Diese Hydrolyse nimmt aber auch mit der Temperatur rasch zu, so daß bei unseren Stoffen es sehr wahrscheinlich erscheint, daß sie im Zustande des Moleküls schon bald, insbesondere

bei den hohen Temperaturen, unter welchen sich viele der hieher gehörenden Silikate gebildet haben, in die einzelnen Hydroxyde zerfallen sind. Dann gesellt sich aber die neue Erscheinung hinzu, daß etwaige Hydroxyde wie $Si O_3 H_2$ oder $Al O_2 H$ infolge der hohen Temperatur weiter in Oxyd und Wasser zerfallen. Es erscheint darum nicht sehr wahrscheinlich, daß die OH-Gruppe überhaupt in Bindung mit Al_2O_3 oder auch SiO_2 auftritt, sondern in Bindung an Oxyde, deren zugehörige Hydroxyde bei höherer Temperatur weniger stark dissoziiert sind, etwa $Ca(OH)_2$ oder $Mg(OH)_2$.

Es erscheint also wenig wahrscheinlich, daß solche Molekülindividuen existieren, wie die Analyse eines Silikatkristalls sie ergeben würde, ebensowenig wie Molekülindividuen einer Kristallwasserverbindung im Sinne der üblichen chemischen Bindungslehre angenommen werden.

Somit bleibt nur noch der zweite Weg übrig, nämlich außer den im gewöhnlichen Einzelmolekül nach außen erkennbar wirksamen Atomkräften die Gesamtheit der Kräfte zu benützen, deren Erweiterung sich oben bei der Gegenüberstellung von Stoff im Einzelmolekül und Stoff im Kristallzustand ergeben hat. Vor allem kommt es auf die Tatsache an, daß mehrere kleinere Molekülindividuen im Kristall noch weiter vereinigt sein können; der Begriff des echten Doppelsalzes vermag diese besondere Art der stofflichen Bindung hinreichend zu veranschaulichen.

In der sog. Koordinationstheorie liegt eine ähnliche Auffassung für gewöhnliche Stoffe dieser Art vor. Es ist nicht wesentlich zu wissen, ob derartige Vereinigungen einfacherer Molekülindividuen bereits in der konzentrierten Lösung stattfinden. Bei Silikaten können sie jedenfalls vorerst nur durch ihr Auftreten im Kristall verfolgt werden.

Versuche, die Koordinationstheorie auf die Konstitution der Silikate anzuwenden, hat J. Jakob[1] in größerem Umfang unternommen. Das hauptsächlichste Ergebnis ist die Ableitung komplexer Kieselsäuren für die einfacheren Silikate, von Silikatsalzen bei komplizierterer Zusammensetzung und von Koordinationsverbindungen höherer Ordnung.

Der im folgenden unternommene Versuch, in die Konstitution der Silikate einzudringen, weicht in den Voraussetzungen und damit auch in den Ergebnissen von den eben genannten Versuchen einigermaßen ab. Es soll hier nur gezeigt werden, daß in enger Verbindung mit paragenetischen Verhältnissen eine große Zahl von Silikaten eine einfachste Auffassung ihrer Konstitution in einer Art von Kristallverbindungen zuläßt. Ihre Deutung im Sinne einer spezielleren Theorie möge unterbleiben.

[1] Helv. Chim. Acta. 1920. 3. 669. — N. Jahrb. f. Min. etc. 1921. I. -257-.

Wir fassen zwecks Aufstellung der leitenden Prinzipien unsere Darlegungen in folgendem zusammen:

Molekulare Individuen, wie sie die chemische Analyse eines Silikatkristalls bei der Annahme eines bestimmten einzelnen Moleküls erfordern würde, existieren nicht. Es reicht die Annahme einer geringen Zahl kleiner silikatischer Molekülindividuen aus, um zum Aufbau eines komplizierteren Silikats im Kristallzustand zu gelangen. Diese Moleküle sind aber in besonderem Maße befähigt, beim Übergang in den Kristallzustand sich zu vereinigen in ganz ähnlicher Weise, wie das bei der Auskristallisation eines echten Doppelsalzes oder bei der Kristallisation einer echten Kristallwasserverbindung geschieht.

Die Frage nach der Art der komplexen Natur der entstehenden Kristallkörper wird hiebei nicht weiter berührt. Es wird also zum Unterschied von den Darlegungen von Jakob die Frage etwaiger komplexer Kieselsäuren nicht erörtert. Es soll nur gezeigt werden, daß bei Annahme einer verhältnismäßig kleinen Anzahl einfacher, molekularer Verbindungen für viele Silikate eine einfache Deutung der komplizierten Zusammensetzung eines Kristalls möglich ist.

Solche einfache Moleküle, die im Kristallgebäude eines komplizierten Silikates nach der Art der echten Doppelverbindungen sich vereinigen können, sind SiO_3Na_2, SiO_3Ca, SiO_3Mg, $SiO_2 . Al_2O_3$. Es sind also Kieselsäureverbindungen, welche leicht im Kristallzustand aus dem Schmelzfluß zu erhalten sind. Über ihre Konstitution seien weitere Annahmen unterlassen, besonders etwa über die Konstitution von $SiO_2 . Al_2O_3$ (Sillimanit) oder des weiteren einfach zu erhaltenden Komplexes $SiO_3Ca . SiO_3Mg$ (Diopsid). Treten die Bestandteile des Wassers im Silikatkristall auf, so sind hydroxylhaltige Moleküle im Bestand anzunehmen, zunächst $Ca(OH)_2$ und $Mg(OH)_2$, in einzelnen, unten noch näher bezeichneten Fällen AlO_2H und AlO_3H_3, zwei Stoffe, welche ebenfalls in wohl kristallisiertem Zustand (Hydrargillit und Diaspor) bekannt sind. Freie kristallisierte Kieselsäure, etwa SiO_3H_2, ist nicht bekannt, wohl aber Verbindungen vom Formentypus Si_2O_5KH, eine Verbindung, deren Kristalle noch bei hohen Temperaturen existenzfähig sind.

Unvollständige Gleichgewichtseinstellungen werden bei der Kristallisation solcher gemischter Schmelzen sehr häufig sein. Bei gewöhnlichen, aus wässeriger Lösung zu erhaltenden Doppelsalzen hat J. H. van't Hoff solche Verzögerungen deutlich gemacht; sie steigern sich rasch bei Zunahme gewisser Eigenschaften, z. B. der Zahl der Wertigkeiten. Bei der Darstellung der Silikate aus Schmelzen scheint die häufige Unterkühlung (z. B. Si_3O_8AlK), vielleicht auch die Tatsache, daß man oft nur einfachere Bestandteile (Schmelzen von Granat) erhält, zu dieser Eigenschaft in Beziehung zu stehen.

Wenn wir im folgenden für Albit etwa die Schreibweise $SiO_3Na_2 . [SiO_2 . Al_2O_3] . 4SiO_2$ gebrauchen, so ist dessen Beständigkeit gegenüber Wasser nicht etwa ein größerer Widerspruch hiegegen wie die übliche Schreibweise Si_3O_8AlNa. Auch das letztere Molekül ist als Einzelmolekül sicher gegenüber Wasser ebenso leicht angreifbar. Schutz dagegen verleiht ihm erst der Kristallzustand. Den gleichen Schluß gewährt die Form auch der obigen Doppelverbindung. Als Molekülindividuen sind beide Körper in gleicher Weise durch Wasser zerlegbar. Daß der erstere Komplex auch im Kristallzustand wie das letztere Molekül beständig ist, enthält keinen Widerspruch gegen diese Auffassung. Es bietet offenbar allgemein bei komplizierten zusammengesetzten Silikatkristallen der Kristallbau einen besonderen Schutz, so daß das Gleichgewicht Kristall—Einzelmolekül und darauf die Zersetzung durch Wasser nur sehr langsam sich einstellt.

Eine besondere Eigenschaft solcher komplexer Silikatkristalle scheint nun eine gewisse Fähigkeit zu sein, andere nicht gerade ganz nahe verwandte Stoffe in geringer, im allgemeinen nicht sehr großer Menge in ihren Aufbau nach der Art von Mischkristallen in sich aufzunehmen. Am deutlichsten ausgeprägt erscheint diese Erscheinung bei den Zeolithen, mit der bekannten Erscheinung der kontinuierlichen Änderung der Zusammensetzung durch Austausch der Basen und des kontinuierlich veränderlichen Wassergehalts. Wir werden dieselbe unten in Verbindung setzen mit einer ähnlichen Erscheinung des etwas schwankenden SiO_2-Gehalts im Nephelin (SiO_4AlNa). Auch bei einfacheren doppelsalzartigen Verbindungen wurde ähnliches beobachtet. Es sind das solche Doppelsalze oder Stoffe ähnlicher Art, welche in ihrer Kristallform die innigste Beziehung zu einer oder auch beiden Komponenten aufweisen. Es sind dies z. B. die Stoffe $SiO_2 . ZrO_2$ (Zirkon), $CO_3Ca . CO_3Mg$ (Dolomit), $CO_3Ca . CO_3Ba$ (Alstonit), $(SO_4)_2K_3Na$ (Glaserit). Vor allem bei Alkali-Kalksilikaten scheint die Zusammensetzung einem Wechsel unterliegen zu können, welcher wohl Ähnlichkeiten mit Änderungen durch isomorphe Mischkristallbildung aufweist, mit diesen aber doch nicht ganz auf dieselbe Stufe gesetzt werden kann. Diese Erweiterung der Mischkristallbildung scheint bei Silikaten allgemeiner anzunehmen zu sein. Hier soll von einer solchen Auffassung jedoch nur Gebrauch gemacht werden, soweit sie durch allgemeinere Beziehungen begründet werden kann. Die allgemeine Verwendung des Prinzips ist zu verwerfen, solange solche Beziehungen fehlen. Es erscheint die Annahme wohl begründet, daß manchmal auftretender Überschuß an SiO_2 oder ein geringer H_2O-Gehalt auf diese Weise seine Erklärung finden wird.

Bei der Auffindung der einfacheren Komplexe in einem Silikatkristall können zwei Hilfsmittel Andeutungen liefern. Die ältere Auffassung der Silikate suchte ihre Begründung hauptsächlich in

den Umbildungen, welche nach dem geologischen Befund das fragliche Silikat unter gewissen Umständen erlitten hat. Dieses Verfahren scheint eher zu falschen als zu richtigen Schlußfolgerungen zu führen. Denn bei der Umbildung, z. B. von Andalusit zu Muscovit, kommt der ursprüngliche Silikatbestand unter veränderte Gleichgewichtsbedingungen. Diesen entsprechend erfolgt die Umstellung auf den neuen Silikatbestand. In welcher Form die vom ersten Silikat übernommenen Stoffe anfänglich vorhanden waren, ist für den neuen Stoff gleichgültig. Ob Andalusit oder Sillimanit oder Disthen oder ein entsprechendes Gemenge von SiO_2 und Al_2O_3, immer wird sich Muscovit bilden, wenn nur die für die Bildung dieses Stoffes noch weiter notwendigen Bestandteile zum entsprechenden Gleichgewicht zusammentreten.

Aussichtsreicher scheint es, allgemeiner aus Beziehungen der Paragenese auf den stofflichen Bestand eines komplexen Silikatkristalls zu schließen, sobald man die Auffassung nicht verwirft, daß ein solcher Stoff aus einfacheren Molekülindividuen sich zusammensetzt. Die vergleichende Paragenese vermag dann einigen Einblick in die Art dieser einfacheren Bestandteile zu geben, sobald sie mit einiger Wahrscheinlichkeit in mehreren, einander begleitenden Silikaten anzunehmen sind.

Ein Beispiel sei zur Erläuterung angeführt. Es ist die Gruppe der Kalk-Tonerdesilikate. Den einzigen Komplex, welcher zu kongruentem Schmelzen gebracht werden kann und welcher offenbar unter mannigfachen wechselnden Bedingungen leicht zustande kommt, stellt der Anorthit dar. Wir schreiben ihn in der Form $SiO_3Ca \,.\, [SiO_2 \,.\, Al_2O_3]$, ohne besonderen Wert darauf zu legen, damit endgültig die wirkliche Konstitution festzusetzen. Die Paragenese eines solchen Komplexes mit Quarz ist in Gesteinen regelmäßig; eine solche mit Korund[1] wird angegeben; eine solche mit Wollastonit erscheint nicht ganz eindeutig. Bei Überschuß an Kalk, also in Paragenese mit Calcit, tritt Anlagerung kalkreicher Silikate auf, zunächst

$$\left[SiO_3Ca \,.\, [SiO_2 \,.\, Al_2O_3]\right] \,.\, SiO_4Ca_2 \quad \text{Kalktongranat.}$$

dann

$$3\left[SiO_3Ca \,.\, [SiO_2 \,.\, Al_2O_3]\right] \,.\, 4\,SiO_4Ca_2 \,.\, Ca(OH)_2 \quad \text{Vesuvian.}$$

Im Zoisit

$$3\left[SiO_3Ca \,.\, [SiO_2 \,.\, Al_2O_3]\right] \,.\, Ca(OH)_2$$

hat sich bei gleichzeitiger Paragenese mit Quarz noch das Molekül $Ca(OH)_2$ angelagert, während bei

$$SiO_2 \,.\, \left[SiO_3Ca \,.\, [SiO_2 \,.\, Al_2O_3]\right] \,.\, Ca(OH)_2 \,.\quad \text{Prehnit}$$

die gleichzeitige Paragenese mit Quarz und Calcit den Vorgang der Anlagerung verständlich erscheinen läßt.

---

[1] Nach HINTZE, Handbuch der Mineralogie.

Im folgenden soll nun versucht werden, inwieweit sich die Hypothese, die komplexen Silikate als Additionsverbindungen einfacherer Moleküle darzustellen, auf eine größere Anzahl von Fällen anwenden läßt. Es wird sich dabei vor allem ergeben, daß eine Zusammenfassung mehrerer Silikate in größeren Gruppen besonders deutlich in Erscheinung treten wird.

Gruppe Kaolin — Serpentin. Kaolin und Pyrophyllit ergeben sich zunächst als Additionsverbindungen von SiO_2 mit AlO_2H (Diaspor), bezw. AlO_3H_3 (Hydrargillit), und zwar

$$2\,SiO_2 . AlO_2H \text{ Pyrophyllit,}$$
$$2\,SiO_2 . AlO_2H . AlO_3H_3 \text{ Kaolin}^{1}.$$

Stellt man die beiden Stoffe durch die zugehörigen Punkte im Dreiecksdiagramm mit SiO_2, AlO_2H, AlO_3H_3 in den Ecken dar, so ist für beide Mineralien vor allem die Paragenese mit Quarz veranschaulicht. Für Kaolin wird auch die Paragenese mit freier Tonerde (Korund, Naxos) angegeben.

Serpentin und Talk erscheinen ebenfalls als Additionsverbindungen dreier einfacherer Moleküle, nämlich

$$[SiO_2 . SiO_3Mg] . 2\,Mg(OH)_2 \text{ Serpentin.}$$
$$2\,[SiO_2 . SiO_3Mg] . Mg(OH)_2 \text{ Talk.}$$

Die Veranschaulichung im Dreiecksdiagramm mit SiO_2, SiO_3Mg, $Mg(OH)_2$ in den Ecken zeigt dann, daß für Serpentin zuerst die Paragenese mit $Mg(OH)_2$ (bezw. CO_3Mg), für Talk jene mit Quarz in Betracht kommt. Letzteres Mineral findet sich vorwiegend neben Quarz oder auch neben CO_3Mg. Die Paragenese zweier verschiedener Pseudomorphosen von Speckstein — nach Quarz und nach Magnesit (oder Dolomit) von Göpfersgrün — läßt erkennen, daß bei der Bildung von Speckstein Quarz und Magnesit gleichzeitig als Bodenkörper aufgezehrt wurden. Damit sind die geologischen Möglichkeiten der Talkbildung angedeutet. Er kann durch Metamorphose eines SiO_2-haltigen, dolomitischen Gesteins entstehen oder aus Dolomit bei Zufuhr silikatischer Lösungen. Am wenigsten wahrscheinlich erscheint, daß saure Gesteine wie der begleitende Granit in hydrothermaler Nachwirkung Magnesiumsalz-Lösung zugeführt und zur Einwirkung auf Quarz gebracht haben.

Gruppe Sillimanit—Cordierit. Der Komplex $SiO_2 . Al_2O_3$ erscheint bekanntlich in drei verschiedenen Formen. Die Tatsache, daß er einerseits regelmäßig aus dem Schmelzfluß bei hoher Erstarrungstemperatur im Kristallzustand (Sillimanit) erhalten wird, andererseits als erste Bildung in schwach metamorphen Gesteinen (Chiastolithschiefer von Gefrees) offenbar eine niedrigere Bildungs-

[1] Lawsonit, $SiO_3Ca . [SiO_2 . AlO_2H . AlO_3H_3]$ und Karpholit, $SiO_3Mn . [SiO_2 . AlO_2H . AlO_3H_3]$ erscheinen als ähnliche hydrothermale Bildungen wie Kaolin; Karpholit kommt auch von Zinnerzlagern.

temperatur hat, weist ihm nicht nur eine leichte Möglichkeit der Bildung zu, sondern auch einen sehr weiten Temperaturbereich hiefür.

Auch paragenetische Gründe weisen darauf hin, daß er in einer großen Zahl von Silikaten wieder erscheint. Wir schreiben, abgesehen von Sillimanit, Disthen und Andalusit

$3[SiO_2 . Al_2O_3] . Al_2O_3$ Dumortierit.
$[SiO_2 . Al_2O_3] . MgO$ Prismatin, Kornerupin.
$SiO_2 . [SiO_2 . Al_2O_3] . 5[Al_2O_3 . MgO]$ Sapphirin,
$SiO_2 . 3[SiO_2 . Al_2O_3] . 2[Al_2O_3 . FeO]$ Staurolith.

Das erstgenannte Mineral ist in Paragenese mit Korund beobachtet; bei Sapphirin geht der hohe Gehalt an Al_2O_3 und MgO parallel mit einer Spinellparagenese. Prismatin wurde ohne Quarz als Begleiter beobachtet, daher freies MgO, während Kornerupin neben Gedrit und Sapphirin festgestellt wurde. Prismatin und Kornerupin scheinen in MgO-armen Gesteinen nur dann möglich zu sein, wenn es örtlich gleichzeitig zu einer größeren Verarmung an Kieselsäure kam.

Beim Staurolith läßt der H_2O-Gehalt einige Unsicherheit bestehen, so daß die angenommene Formel als vorläufig zu betrachten ist. Nach dieser wäre das Wasser als Beimengung in der Art eines Mischkristalls zu deuten. Auch bei anderen Bestandteilen, besonders für SiO_2, ist bei diesen Mineralien vielleicht die im oben (p. 518) angedeuteten Sinne bei komplexen Silikaten erweiterte Mischkristallbildung in Betracht zu ziehen.

In diese Gruppe ist nun auch der Cordierit zu stellen wegen seiner Paragenese mit der Mehrzahl der eben genannten Mineralien und vor allem mit Andalusit: dazu gesellen sich dann noch Enstatit und Spinell. Sehr einfach wäre die Formel

$$2\left[[SiO_2 . Al_2O_3] . SiO_3Mg\right] . SiO_2$$

mit H_2O wieder in der oben gedeuteten Art von Mischkristallbildung. Im Dreiecksdiagramm, mit den genannten Komponenten in den Ecken, kann man den zugehörigen Punkt ohne weitere Erläuterung auffinden. Nach den natürlichen paragenetischen Verhältnissen hat sich Cordierit bei gleichzeitiger Sättigung an Quarz gebildet.

Die Formel läßt nahe Beziehungen zur Konstitution der Kalk-Alkalisilikate erkennen, wie aus Späterem ersichtlich ist.

Nimmt man für den H_2O-Gehalt eine molekular-chemische Bindung an, dann bleibt nur die Annahme talkähnlicher Komplexe, wie etwa

$$4[SiO_2 . Al_2O_3] . 2[SiO_2 . SiO_3Mg] . \left[2[SiO_2 . SiO_3Mg] . Mg(OH)_2\right],$$

womit auch die den beiden Mineralien gemeinsame Paragenese mit Quarz in Übereinstimmung wäre.

Bei Mangel an SiO_2 entsteht Mg = Granat,

$$\left[[SiO_2 . Al_2O_3] . SiO_3Mg\right] . SiO_4Mg_2.$$

Diese Art der Darstellung ist noch begründet durch die unten zu erörternden Beziehungen des Kalk-Tongranates.

Auch für eine Anzahl von Sprödglimmern erscheint der Komplex $SiO_2 . Al_2O_3$ in hohem Grade wahrscheinlich, so daß sich folgende einfache Zusammenstellung ergibt:

$2[SiO_2 . Al_2O_3] . Ca(OH)_2$ Margarit.
$[SiO_2 . Al_2O_3] . Fe(OH)_2$ Chloritoid.
$SiO_2 . [SiO_2 . Al_2O_3] . Fe(OH)_2$ Ottrelith; dazu noch
$[SiO_2 . Al_2O_3] . 2Mg(OH)_2$ Amesit.

Für die Mehrzahl ist die Paragenese mit Diaspor und Korund, für alle jene mit Quarz charakteristisch.

Gruppe der Alkali- und Kalksilikate. Zunächst seien Nephelin, Leucit, Albit und Anorthit in Betracht gezogen. Für sie ergeben sich bei Anwendung unserer Annahmen sehr ähnliche Formeln, nämlich

$SiO_3Na_2 . [SiO_2 . Al_2O_3]$ Nephelin.
$SiO_3K_2 . [SiO_2 . Al_2O_3] . 2SiO_2$ Leucit.
$SiO_3Na_2 . [SiO_2 . Al_2O_3] . 4SiO_2$ Albit.
$SiO_3Ca . [SiO_2 . Al_2O_3]$ Anorthit.

Nephelin und Anorthit weisen in dieser Schreibweise gewisse nähere Analogien auf. Diesen parallel laufen Ähnlichkeiten im physikalischen Verhalten. Beide Stoffe zeigen bekanntlich, in gewissem Gegensatz zu Leucit und noch mehr zu Albit, scharfe Schmelzvorgänge; sie schmelzen dabei auch kongruent. Bei Leucit war bisher der Schmelzpunkt nicht zu bestimmen; die Erscheinungen beim Albit sind wohl hinreichend bekannt. In obiger Schreibweise würde sich die Erscheinung außergewöhnlich starker Verzögerungen leicht erklären, durch Abspalten der Komponente SiO_2, möglicherweise gleichzeitig mit inkongruenter Schmelzung, und unter Bildung gemischter Schmelzen, in welchen Verzögerungserscheinungen, z. T. infolge von Schmelzpunktserniedrigung bei Zunahme der Viskosität, gesteigert erscheinen.

Nephelin und Anorthit erleiden nach dem geologischen Befund leichter sog. sekundäre Umbildungen, einerseits in Zeolithe, sodalithartige Mineralien, andererseits in Skapolith, Epidot. Bei unserer Auffassung lassen sich diese Umbildungen in einfacher Weise in der Hauptsache als Additionsvorgänge darstellen. In der Tat erscheinen die beiden Komplexe von Nephelin und Anorthit gegenüber den beiden anderen in gewissem Sinne ungesättigt. Es vermögen sich offenbar noch andere Stoffe anzulagern, beim Nephelin z. B. SiO_2, zunächst in geringer Menge in der Art eines Mischkristalls, entsprechend dem SiO_2-Überschuß im natürlichen Nephelin, dann aber in einfachen molekularen Verhältnissen bis zum Albitbestand.

In Sodalith-Mineralien lagert sich $NaCl$, Na_2SO_4 in einfachem Verhältnis an, in Zeolithen SiO_2 und H_2O. Besonders das Zeolith-Wasser mit seinem besonderen Verhalten scheint eine erweiterte

Mischkristallbildung bei solchen Silikaten zu beleuchten. Überschuß von SiO_2 im Nephelin, kontinuierliche Veränderungen des H_2O-Gehaltes der Zeolithe, Wechsel in deren Zusammensetzung durch Basenaustausch scheinen die gleiche Ursache zu haben, welche in obigen Konstitutionsformeln einigermaßen angedeutet ist.

Der Anorthit vermag nur noch H_2O oder basische Bestandteile, aber gewöhnlich kein SiO_2 mehr zu addieren und unterscheidet sich dadurch beträchtlich vom Nephelin. Mischkristallbildung mit diesem ist darum verschwindend; sie erstreckt sich vielmehr auf den ebenfalls an SiO_2 gewissermaßen gesättigten Albit, hier allerdings unter Bildung einer kontinuierlichen Mischungsreihe. Auch an den Alkali-Zeolithen zeigt sich, daß die Mischbarkeit begrenzt ist, sobald weniger SiO_2 vorhanden ist. Vereinigt sich andererseits der Anorthitrest mit H_2O, so ist seine Aufnahmefähigkeit für Natronsilikat ebenfalls herabgesetzt (siehe unten Chabasit, Desmin usw.).

In welch einfacher Weise eine große Anzahl von Silikaten durch Addition aus den beiden Stoffen Nephelin und Anorthit sich ableiten, zeigt folgende Zusammenstellung:

$$\left[SiO_3Ca . [SiO_2 . Al_2O_3]\right] . 2\,CaO \quad \text{. . . . . . Gehlenit}$$ [1].

$$3\left[SiO_3Ca . [SiO_2 . Al_2O_3]\right] . Ca(OH)_2 \quad \text{. . . . . Zoisit.}$$

$$3\left[SiO_3Ca . [SiO_2 . Al_2O_3]\right] . CaO \quad \text{. . . . . Mejonit.}$$

$$\left[SiO_3Ca . [SiO_2 . Al_2O_3]\right] . SiO_4Ca_2 \quad \text{. . . . . Granat.}$$

$$3\left[SiO_3Ca . [SiO_2 . Al_2O_3]\right] . Ca(OH)_2 . 4\,SiO_4Ca_2 \quad \text{Vesuvian.}$$

$$\left[SiO_3Ca . [SiO_2 . Al_2O_3]\right] . Ca(OH)_2 . SiO_2 \quad \text{. . Prehnit.}$$

$$\left[SiO_3Ca . [SiO_2 . Al_2O_3]\right] . 4\,H_2O \quad \text{. . . . . . . Chabasit.}$$

$$\left[SiO_3Ca . [SiO_2 . Al_2O_3]\right] . SiO_2 . 3\,H_2O \quad \text{. . . Skolezit.}$$

$$\left.\begin{array}{ll} & \left[SiO_3Ca . [SiO_2 . Al_2O_3]\right] . 3\,H_2O \\ \text{oder} & \left[SiO_3Ca . [SiO_2 . Al_2O_3]\right] . 4\,SiO_2 . 6\,H_2O \end{array}\right\} \quad \text{. . Desmin.}$$

$$\left[SiO_3Ca . [SiO_2 . Al_2O_3]\right] . 2\,SiO_2 . 4\,H_2O \quad \text{. . . Laumontit.}$$

Ferner:

$$3\left[SiO_3Na_2 . [SiO_2 . Al_2O_3]\right] . 2\,NaCl \quad \text{. . . . . . . Sodalith.}$$

$$\left[SiO_3Na_2 . [SiO_2 . Al_2O_3]\right] . SiO_2 . 2\,H_2O \quad \text{. . . Natrolith.}$$

$$\left[SiO_3Na_2 . [SiO_2 . Al_2O_3]\right] . 2\,SiO_2 . 2\,H_2O \quad \text{. . . Analcim.}$$

Quarz neben Analcim wird angegeben, neben Natrolith anscheinend nicht. Desmin und Laumontit neben Quarz ist eine häufige Paragenese; auch Skolezit ist auf Klüften quarzreicher Gesteine anzutreffen.

---

[1] Die Verbindung $\left[SiO_3Ca . [SiO_2 . Al_2O_3]\right] . CaO$ könnte nach der Paragenese dem Guarinit zugrunde liegen.

Etwaige isomorphe Mischkristalle konnten in dieser Übersicht außer acht gelassen werden.

Im Grenzfalle scheinen sich, solange nicht auch H_2O in Betracht kommt, nicht mehr als vier weitere Moleküle anzulagern, entsprechend der beim Albit sich ergebenden Zahl von vier SiO_2-Molekülen [1].

Gerade die vorliegende Gruppe erscheint als besonders geeignet, einerseits für die Erläuterung unserer grundsätzlichen Annahme, andererseits um darzutun, daß der eingeschlagene Weg einige Aussicht bietet, zum Ziele zu führen.

Der Versuch wurde noch auf andere Silikate ausgedehnt, z. T. mit Erfolg, auch bei noch komplizierteren Silikaten. Doch sei von weiteren Mitteilungen abgesehen. Es sei noch erwähnt, daß Amphibol, Biotit, Zinnwaldit ein wenig befriedigendes Ergebnis liefern.

Berücksichtigt seien nur noch kalihaltige Silikate von komplexer Zusammensetzung und pneumatolytischer Bildungsart.

Es kann als bekannt zunächst angeführt werden, daß auf künstlichem Wege Silikate wie $Si_2O_5K_2$, Si_2O_5KH dargestellt wurden und daß insbesondere auch H-haltige Verbindungen dieser Art noch bei hohen Temperaturen unzersetzt bleiben; $KHSi_2O_5$ z. B. schmilzt bei 515^0 noch unzersetzt (Niggli).

Mit Hilfe einer solchen Verbindung, allerdings für sich nicht dargestellt, mit dem Stoffe $Si_2O_6KH_3$, abgeleitet von der Säure SiO_3H_2, wollen wir einige Versuche, die Zusammensetzung gewisser Mineralien herzuleiten, unternehmen.

Beim Muscovit würde die Zusammensetzung $2[SiO_2 . Al_2O_3] . Si_2O_6KH_3$ einigen guten Analysen recht nahe kommen. Ein geringer Mehrbetrag der zweiten Komponente würde den SiO_2-Gehalt wenig ändern, jenen von Al_2O_3 herabsetzen und jenen von K_2O und H_2O erhöhen.

Gruppe Chondrodit—Phlogopit. Beide Mineralien erweisen sich in körnigen Kalken als paragenetisch. Würde sich die Annahme für Muscovit als richtig erweisen, dann hätten wir die einfache Zusammenstellung:

$2SiO_4Mg_2 . MgF_2$ . . . . Chondrodit,
$2[2SiO_4Mg_2 . MgF_2] . 2[SiO_2 . Al_2O_3] . Si_2O_6K_2H_2$ Phlogopit.

Auch hier dürften die Schwankungen, zunächst des SiO_2-Gehalts, auf Rechnung des sauren Alkalisilikat-Anteils zu setzen sein. Aber auch in der engeren Chondroditgruppe existiert eine Mannigfaltigkeit von ähnlichen Verbindungen, welche sich hier wiederholen könnte.

[1] Für Petalit ergibt sich auf diesem Wege $[SiO_3Li_2 . SiO_2 . Al_2O_3]$ $6SiO_2$; Lithiumsilikat besitzt das größte, Calciumsilikat das geringste Vermögen der Anlagerung von SiO_2.

Für Lepidolith läßt sich eine analoge Formel unter Berücksichtigung der Paragenese mit Topas $SiO_2 . 2AlF_3 . 2[SiO_2 . Al_2O_3]$ ableiten.

Die Pyroxengruppe verdient noch Erwähnung. Enstatit SiO_3Mg und Diopsid $SiO_3Ca . SiO_3Mg$ weisen offenbar die gleiche Beziehung in kristallographischer Hinsicht auf wie die oben angedeuteten Fälle $SO_4K_2 - (SO_4)_2K_3Na$, CO_3Mg-Dolomit usw. Durch Versuche ist außerdem weitgehende Mischkristallbildung der beiden Stoffe festgestellt (Bowen).

Paragenetische Beziehungen. Pyroxen neben Anorthitbestand, scheinen darauf hinzudeuten, daß in tonerdereicheren Angiten der Anorthitkomplex im Silikatkristall vorhanden ist. Wir nehmen den vergrößerten Komplex

$$3[SiO_3Mg . SiO_3Ca] . [SiO_3Ca . [SiO_2 . Al_2O_3]]$$

an, für diesen ein ähnliches Verhältnis zum einen Teilkomplex $SiO_3Mg . SiO_3Ca$, wie bei letzterem zu SiO_3Mg; dann ist zunächst eine gewisse kristallographische Beziehung beider Silikate. Diopsid und Augit, erklärlich. SiO_3Mg bildet nun, wie bei $SiO_3Mg . SiO_3Ca$, in ziemliohem Umfange mit dem größeren Komplex isomorphe Mischungen. Nach einzelnen Berechnungen erscheint auf diese Weise die Zusammensetzung tonerdereicher Augite recht verständlich. Bei tonerdehaltigem Diopsid ist vielleicht umgekehrt eine geringe Beimengung des Gesamtkomplexes, oder vielleicht auch nur des anorthitischen Teils, zum Diopsidkomplex anzunehmen.

Die eben an Silikaten dargelegte Auffassung über die Konstitution von Kristallen mit komplizierter Zusammensetzung beruht also auf einer gewissen Gegensätzlichkeit der Stoffe im Molekülzustand und der Stoffe im Kristallzustand. Im Kristall erscheinen die begrenzteren molekularen Bindungskräfte des Molekülindividuums nicht als die bestimmende Eigenschaft. Eine Atomanordnung in einem Kristall bedingt noch nicht. daß auch ein Molekülindividuum mit derselben Zusammensetzung existiert. Die Vereinigung unserer Einzelmoleküle in einem Kristall (doppelsalzartige Verbindungen) ist eine häufige Erscheinung. Für Silikate scheint sie in besonderem Umfang charakteristisch zu sein.

Eine weitere Gruppe von Stoffen, deren Kristallkonstitution auf der gleichen Grundlage zu deuten ist, dürften sulfidische Verbindungen sein. Bereits Kristalle von der Zusammensetzung FeS_2, $CoAs_2$, $AuTe_2$ sind als Molekülindividuen kaum anzunehmen; es sind wohl nur im Kristallzustand existierende Komplexe; eine molekulare Schreibweise ohne weitere Beifügung ist daher kaum gerechtfertigt. Die sog. Sulfosalze sind ähnlich den Silikaten bei der Deutung der Konstitution zu zerlegen.

Über das Alter der jungen Sedimente und des *Pecten Vasseli* Fuchs an der ostafrikanischen Küste.

Von **Hans Reck** in Berlin.

Mit 1 Textfigur.

Wolff[1] schreibt in seiner im Jahre 1900 erschienenen Bearbeitung der jungen Fossilien des Küstenstreifens Deutsch-Ostafrikas, die Bornhardt gesammelt hat:

„Die jungtertiäre Fauna von Sansibar ist diejenige des benachbarten Ozeans, und von den Austern- und Operculinenbänken bei Dunga und Koani zieht sich eine ununterbrochene Folge mehr oder weniger gut erhaltener Fossilienbänke bis hinab zu den erst jüngst erstorbenen Korallenfluren am Strande. Dasselbe ist auf dem Festlande der Fall. . . . Es wäre unnütz, hier mit spärlichem Material eine faunistische Gliederung zu versuchen und die vorkommenden Arten aufzuführen. Diese Ablagerungen interessieren vorläufig einzig den Stratigraphen."

Daran hat sich leider auch heute, nach 20 Jahren, wenig geändert.

In der Tat ist die Variations- und Entwicklungsträgheit dieser Fauna eine höchst auffällige, auch auf der asiatischen Seite des indischen Ozeans wiederkehrende Tatsache, welche jede Altersfixierung ungemein erschwert. Paläontologisch dürfen wir hier eine Klärung höchstens aus den Grenz- und Übergangsgebieten zu fremden, besser bekannten Faunen erhoffen, so etwa aus der Fauna des Isthmus von Suez, in die mediterrane Elemente zeitweise hineinspielen. Aber auch hier sind wir trotz einer reichen und tiefgründigen Literatur heute noch nicht am Ziel. —

Immerhin gestatten da einzelne ausgestorbene Formen mit beschränkter vertikaler Verbreitung teilweise relative Altersbestimmungen. *Pecten Vasseli* Fuchs, der an den Rändern des Roten Meeres sein Hauptverbreitungsgebiet hat, ist eine der typischsten Formen, die man als Leitform des Altdiluviums zu betrachten pflegt. Die Hoffnung war deshalb berechtigt, als Koert diesen *Pecten* erstmals auch an der ostafrikanischen Küste bei Tanga fand, daß man mit seiner Hilfe zu einer sicheren Altersbestimmung der ostafrikanischen Küstenterrassen kommen könne. Das altquartäre Alter des *P. Vasseli* vom Roten Meer und das stratigraphisch bestimmte altquartäre Alter der Bornhardt'schen Mikindanischichten schien vortrefflich übereinzustimmen.

Zweifellos haben wir hier zum Teil äquivalente, gleichaltrige Gebilde vor uns. Aber meine stratigraphischen Untersuchungen im Küstengebiet führten mich zu unlösbaren Bedenken darüber, ob die

[1] Wolff: In Bornhardt, Zur Oberflächengestaltung und Geologie Deutsch-Ostafrikas. 1900.

Altersbestimmung als altquartär die richtige, oder ob nicht für den *Pecten* wie für die Küstenschichten ein jüngeres Alter anzunehmen sei.

Die stratigraphisch notwendig gewordene Umdatierung der deutsch-ostafrikanischen Küstenschichten steht aber so lange vor einem Hindernis, bis eine Nachprüfung der stratigraphischen Verhältnisse der *Pecten Vasseli*-Schichten am Roten Meer gestattet, sie auch dort wenigstens teilweise noch als jünger als altdiluvial anzusprechen.

Zur Klärung dieser Verhältnisse handelt es sich also um folgende zwei Fragen:

1. Sind in der Tat die bisher als an der Grenze von Tertiär und Diluvium stehend, bezw. als altdiluvial, aufgefaßten Küstenschichten Deutsch-Ostafrikas altquartär?
2. Fixiert das einzige bisher aus ihnen bekanntgewordene Leitfossil des *Pecten Vasseli* F. ihr Alter in der Tat ins Altdiluvium? oder mit anderen Worten: Kann dieser *Pecten* nicht auch jünger sein als altquartär?

Ich gehe erst auf die zweite Frage ein.

Fuchs, der als erster den *Pecten Vasseli* fand und beschrieb, hat uns auch die Lageverhältnisse seines Muttergesteins so klar und eindeutig geschildert, wie keiner mehr nach ihm.

Er fand *Pecten Vasseli* zunächst in der näheren Umgebung der Suezkanal-Arbeiten in einem terrassenartig 14—28 m über das Kanalniveau aufragenden Gestein der Nachbarschaft der Bitterseen, das eine alte Strandterrasse darstellt. Die Molluskenfauna ihrer Schichten ist eine Rote Meer-Fauna und enthält neben typischen, noch lebenden Spezies auch einige ausgestorbene, darunter eben diesen *Pecten*. Eine genaue Altershorizontierung dieser Terrasse existiert nicht. Unterhalb dieser Terrassen umgibt ein bis 8 m hohes welliges Gelände die Bitterseen, in deren Gestein nur lebende Conchylien des Roten Meeres gefunden wurden.

Auch die lebende Fauna der Bitterseen ist eine verarmte Rote Meer-Fauna. Die Überschwemmungen des Roten Meeres, welche in historischer Zeit noch die Bitterseen erreichten, existieren jetzt nicht mehr, was auf eine rezente Hebung des südlichen Landengengebietes hinweist.

Erstaunlicherweise fand nun aber Fuchs[1] in den jugendlichsten Sedimenten des Roten Meeres zwischen Suez und den Bitterseen, an deren Rändern die gehobenen älteren Strandterrassen gegen Süden zunehmend weit nach Osten und Westen zurücktreten, ganz nahe der heutigen Meeresküste und nur etwa 1 m über dem jetzigen Seespiegel, abermals zahlreiche *Pecten Vasseli* und ebenso die große, schwere *Ostrea pseudocrassissima*, die dort eine charakteristische heute ebenfalls ausgestorbene Begleitform des *Pecten Vasseli* ist.

[1] Fuchs, Die geologische Beschaffenheit der Landenge von Suez. Denkschr. d. K. Akad. d. Wiss. 1878. Bd. 38. Mathem.-naturw. Kl. p. 25—43.

Diese Funde sind für die Beurteilung unserer Altersfrage von besonderem Interesse. Denn zweifellos sind diese Alluvionen höchstens subrezent, während die Terrassen allgemein als pleistocän bis pliocän angesprochen werden. Fuchs lehnt denn auch auf Grund seiner ihm selbst unerwartet gekommenen jüngeren Fundstelle ausdrücklich ab, dem Terrassengestein des *Pecten Vasseli* ein höheres als quartäres Alter zuzusprechen.

Wie also dieser Fund die Altersgrenze nach unten einengt, so erweitert er sie auch nach oben, weil die Schichten bei Suez sicher nicht mehr als altquartär angesprochen werden können. Das zeigt die ganz junge bereits erwähnte Hebung, das zeigt auch die Lage zwischen älteren, höheren, altquartären Terrassen und endlich die sonst durchaus rezente Rote Meer-Fauna des Gebietes. Auffallend bleibt es allerdings, daß der *Pecten Vasseli* nicht auch aus den jüngsten gehobenen Sedimenten des Randes der Bitterseen erwähnt wird, was aber vielleicht mit der dortigen Verarmung der Fauna bereits in ursächlichem Zusammenhang steht.

Nach Fuchs' Angaben scheint es nicht möglich zu sein, anzunehmen, daß dieser *Pecten* und die *Ostrea* etwa sekundär in die jüngeren Sedimente verschwemmt wurden. Fuchs selbst und die ihm folgenden Beobachter sind gar nicht auf den Gedanken dieses Einwandes gekommen. Daß die primäre Lagerung dieser Fossilien keinen Zweifel gestattet, scheint mir auch eine in diesem Zusammenhang interessante Bemerkung Walther's [1] zu bestätigen.

Dann aber stellt sich *Pecten Vasseli* als eine im Altquartär beginnende Art dar, die zwar jetzt ausgestorben zu sein scheint, aber noch bis in subrezente Zeit gelebt hat. Wie weit dies Fossil ins Altquartär zurückgeht, bleibt hiernach völlig offen, fest steht aber, daß es keinesfalls aufs Altquartär beschränkt ist.

Erwähnt sei noch, daß die Fraas'sche ursprüngliche Deutung von Schichten, in deren Vergesellschaftung der *Pecten Vasseli* vorkommt, als Miocän von Fuchs überzeugend als Irrtum nachgewiesen wurde, und praktisch somit außer Frage steht.

Die späteren französischen und englischen Autoren haben zur Altersfrage der *Pecten Vasseli*-Schichten kein neues Beweismaterial beigebracht. Doch hat besonders Newton [2] den weiteren Verbreitungskreis der Spezies in jungen, gehobenen Terrassen an großen Teilen des westlichen und östlichen Roten Meeres (Sinai) dargetan.

Auch Blanckenhorn, einer unserer besten Kenner der jungen Sedimente des Landengengebietes, scheint über die genaue Altersbestimmung der *Pecten Vasseli*-Terrassen zu keinem abschließenden

[1] Walther. Das Gesetz der Wüstenbildung. 1912. p. 284.

[2] Newton. Pleistocene Shells from the raised beach deposits of the Red Sea. Geol. Magaz. 1900. p. 500—515 u. 544—561. bes. p. 500 u. 549

Resultat gekommen zu sein. Denn er nennt zwar *P. Vasseli* das wichtigste Leitfossil der oberpliocän-pleistocänen (= pluvialen) Korallenriffe und Küstenablagerungen des Suezgolfes [1], hat aber im Anschluß an KOERT's Funde bei Tanga später erklärt, daß er dazu neigt, den *Vasseli*-Schichten rein pleistocänes Alter zuzusprechen [2]. Immerhin scheint daraus doch wohl hervorzugehen, daß er mit KOERT noch an Altquartär und nur an solches denkt.

Die Fixierung des genauen Alters der *Pecten Vasseli*-Schichten auf rein paläontologischer Grundlage ist also noch offen und muß vorläufig, von Fall zu Fall urteilend, der Stratigraphie überlassen bleiben.

Damit aber kehre ich wieder zu den ersten stratigraphischen Angaben von FUCHS zurück, nach denen der *Vasseli*-Horizont nicht aufs Quartär beschränkt erscheint, sondern noch weit ins Alluvium hereingreift.

Die Altersbewertung des *Pecten Vasseli* an der ostafrikanischen Küste kann also und muß damit wesentlich abhängen von der Altersstellung seines Muttergesteins. Die fossile *Vola* beweist nicht dessen altquartäres Alter. Sein Alter muß vielmehr nach wie vor mit Hilfe der Stratigraphie bewertet werden. da bestimmte paläontologische Anhaltspunkte fehlen. — —

Damit komme ich zu der ersten der eingangs gestellten Fragen.

Die jungen Schichten des ostafrikanischen Küstenstreifens, im besonderen die der deutsch-ostafrikanischen Küste, und der großen ihr vorgelagerten Inseln sind vor allem durch BORNHARDT, WERTH und KOERT untersucht worden, wobei jeder im einzelnen zu einer verschiedenen Bewertung der Horizonte kam, alle aber an dem größtenteils altquartären Alter keine Zweifel äußerten.

So hält BORNHARDT die Schichten am Daressalamer Kriek für altquartär und den sie außen begrenzenden Korallenkalk für rezent bis subrezent angelagert. WERTH spricht gerade diesen Riffkorallenkalk als altquartär an, scheidet aber über ihm einen jungquartären Horizont ab, den er BORNHARDT's jüngsten Deckschichten- und Terrassensanden parallelisiert, während er seinen altquartären Korallenkalk als fazielles Äquivalent der von BORNHARDT so genannten altquartären Mikindanischichten betrachtet. KOERT-TORNAU dagegen sprechen die ganze Schichtfolge unter Ablehnung weiterer Gliederung als pleistocän an.

Die paläontologische Altersbestimmung der Küstenschichten schwebte zur Zeit, als WOLFF die eingangs wiedergegebenen Worte schrieb, tatsächlich noch völlig in der Luft. Auch WERTH's spätere Publikationen haben keinen paläontologisch verwertbaren Anhaltspunkt zur näheren Altersbestimmung gegeben: denn seine zwei

[1] BLANCKENHORN, Die *Vola*-Arten des ägyptischen und syrischen Neogens. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1903. p. 163—187.

[2] Vgl. KOERT, *Pecten Vasseli* FUCHS bei Tanga in Deutsch-Ostafrika und das Alter der dortigen jungen Deckschichten und jungen Küstenbildungen. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1908. p. 326 ff.

neuen, von PHILIPPI aufgestellten fossilen Arten *Pecten Werthi* und *Ostrea hyotiformis* kommen hierfür wohl kaum in Betracht.

Die Zuteilung der Schichten zum Jungtertiär oder Altdiluvium war eine rein gefühlsmäßige, nur auf stratigraphischen Betrachtungen BORNHARDT's beruhende, denen aber ebenfalls die Kraft strengen Beweises fehlte.

Seitdem haben KOERT-TORNAU[1] bei Tanga den *Pecten Vasseli* F. in Schichten gefunden, die sie im Gegensatz zu BORNHARDT dessen Mikindanischichten gleichstellten, und glaubten damit definitiv den Schichtkomplex im Altdiluvium verankern zu können, indem sie einerseits die BORNHARDT'sche stratigraphische altquartäre Altersbestimmung der Mikindanischichten annahmen, und andererseits die gleichaltrige des *P. Vasseli* vom Roten Meer. Auch ich selbst habe diese *Vola* in zahlreichen vorzüglichen Exemplaren mitgebracht, so daß an ihrem häufigen Auftreten bei Tanga gar kein Zweifel sein kann. Zweifelhaft blieb mir nur von vornherein ihre Altersbestimmung, da meine von den stratigraphischen Ansichten meiner Vorgänger abweichenden Untersuchungsresultate die Küstenschichten und damit auch den *P. Vasseli* aus stratigraphischen, tektonischen und morphologischen Überlegungen heraus in ein viel höheres Niveau stellen mußten. Diese Überlegungen sollen ausführlich in einer in Arbeit befindlichen Darstellung des geologischen Profils der Mittellandbahn dargelegt werden; hier seien nur die auf die hier gestellte Frage nach dem Alter des *P. Vasseli* in Ostafrika bezüglichen wichtigsten Punkte zusammengestellt.

Das altquartäre Alter eines Teiles der Rotlehm- und anderen Deckschichten des Festlandes und ihrer besonders basal häufigen Gerölleinlagerungen stützt sich auf Unterlagen, die bis heute noch nicht bestritten wurden. Trotzdem sie zweifellos recht verschiedenartige und verschiedenaltrige Bildungen umfassen, möge hier ihre bisherige Deutung als Arbeitshypothese Geltung behalten.

Altquartäre Rotlehme also zogen als weit verbreitete Decke über die jungtertiär geschaffene Fastebene, deren Erosionsbasis damals wohl ungefähr am heutigen Kontinentalrand, also nahe östlich der großen Inseln vor der Küste lag. Die Inseln waren damals noch landfest und zeigen heute in ihren höchsten, zentralen Teilen noch ausgedehnte Reste jener Decke in breiten Hügelzügen.

Auf dem Festland stellt sich zunächst in den küstennahen Teilen diese Rotlehmdecke als die Oberflächenbedeckung der Vorplateaustufe dar, einer Geländestufe, welche sich einerseits in z. T. flächenhaften Resten vor und an die eigentlichen höheren Sedimentplateaus des Küstenhinterlandes legt, andererseits landeinwärts und über den Küstenterrassen liegt[2].

[1] KOERT-TORNAU, Zur Geologie und Hydrologie von Daressalam und Tanga. Abhandl. d. Kgl. preuß. geol. Landesanst. 1910, bes. p. 68 ff.

[2] Vgl. v. STAFF, Beiträge zur Geomorphogenie und Tektonik Deutsch-Ostafrikas. Archiv für Biontologie. Bd. III. H. 3. 1914.

Vergleichen wir Küstenterrassen und Vorplateaustufe, so ergeben sich bedeutsame Unterschiede verschiedener Art. Das Gestein beider besteht zwar vorwiegend aus weichem Material, Sandlehmen und Sanden, aber das Gelände ist in der Vorplateaustufe weitgehend zertalt, im Bereich der Küstenterrassen jedoch flächenhaft und fast unmodelliert. Wenn ein Teil dieses Unterschiedes auch daher rühren mag, daß die Vorplateauzone von dem ihr meist direkt anliegenden höheren Gebirge in der Regenperiode mehr fließendes Wasser empfängt als die fernere Küstenzone, bei deren Erreichung der durchlässige Boden schon viel Wasser aufgenommen hat, so wird das doch nie ganz den scharfen Unterschied erklären können, zumal da die Geländeformen sich nicht allmählich, sondern plötzlich am Innenrande der Terrassen ändern.

Das besagt aber, daß sie ihre Formen unabhängig von der Entwicklung des Küstenvorlandes erhalten hat, daß sie somit wesentlich älter sein muß als die noch unskulpturierte Küstenfläche.

Übereinstimmend damit ist das Verhältnis der Höhenlage. Man kann zwei fast an der ganzen Küste wohl entwickelte Terrassen vor und unter ihr unterscheiden.

Der Innenrand der ersten bei Daressalam 8 km breiten Terrasse liegt beispielsweise an der Zentralbahn bei ca. 42 m, der der zweiten um die Hälfte schmäleren bei ca. 60 m. Die Außenränder bei 12 bezw. 54 m. Es sind das dieselben Terrassen, die man auf Inseln und Festland in der Literatur als die 20 und 40 m-Terrassen bezeichnet findet. Steilstufen von ca. je 12 m Höhe setzen die Terrassen gegen Osten ab. Wenn wir der Übersichtlichkeit halber bei dieser vereinfachten, wenn auch ungenauen Bezeichnungsweise bleiben und sie mit der im Daressalamer Gebiete etwa 9 km breiten Vorplateaustufe vergleichen, so finden wir deren Talsohlen heute in Höhen von 75 m am Außen- bis 100 m am Innenrand, ihre Kammlinien, die wir in erster Linie zum Vergleich heranziehen müssen, aber sind schätzungsweise 50—60 m im Durchschnitt höher. Das besagt also, daß ein weit größerer Sprung die Vorplateaustufe vom Küstenland trennt als der ist, welcher die Küstenterrassen scheidet, ferner daß das Gelände der Vorplateaustufe steiler (und auch unregelmäßiger) steigt als das der Terrassen. Die Zahlen dieses Beispieles geben für hier genügende Mindestmaße. Es soll daher hier offengelassen werden, ob die Höhenlage dieser Stufe sie tatsächlich als echte Vorplateaustufe charakterisiert, oder ob sie einst höher lag und etwa gar nur als Abbruchstreifen des Plateaurandes genetisch zu deuten ist. Es liegen hier noch nicht völlig geklärte theoretische Möglichkeiten vor, die aber für die hier erörterte Frage insoferne von sekundärer Bedeutung sind, als sie das heutige prinzipielle Verhalten der Stufe nicht zu ändern vermögen. Auf die Deutung und Bedeutung der absoluten Höhen der Vorplateaustufe (wo sie vorhanden ist) wird in größerem Zu-

sammenhang a. a. O. einzugehen sein. Hier greife ich ohne Berücksichtigung der Genese einstweilen einfach auf den tatsächlich vorhandenen Formenschatz zurück.

Mit diesem Beispiel sind aber nur Verhältnisse angedeutet, die vielerorts wiederkehren z. T. in noch weit ausgesprochener Entwicklung. So auf Sansibar, wo die Vorplateau-Decksandlehme bis 135 m über das Meer aufragen, während die eng zusammengedrängten Küstenterrassenkanten auch hier bei ca. 20 und 40 m liegen. So auch bei Lindi, wo die Vorplateaustufe eine mittlere Höhe von 200 m haben dürfte, gegenüber den 20 und 40 m-Terrassen.

Sehr interessant ist in diesem Zusammenhang auch Hennig's[1] Wiedergabe des Mambitalquerschnittes im Hinterlande von Ssudi, das im Talboden Terrassensande, nahe darüber am Hang abermals ältere Terrassensande zeigt und dann in steilem, weit höherem Sprung zur Fläche der Vorplateaufläche emporführt.

Also auch das Talprofil des Mambi (ähnlich übrigens wie das schon durch Bornhardt bekannte des Lukuleditales) weist die charakteristische Dreiteilung seines Baues auf und zwar in der Weise, daß die unteren Terrassen die geringere Bedeutung haben und nahe bei einander liegen, während sie ein großer Sprung von den Vorplateauebenheiten trennt.

Das heißt zu der hier gestellten Frage, daß die beiden Strandterrassen sehr jugendliche Gebilde darstellen müssen, die voneinander und von der Jetztzeit durch viel geringere Zeiträume getrennt sind als der war, der sie von der Vorplateaustufe scheidet.

Daß die Terrassen selbst zeitlich ohne großen Abstand gebildet wurden und sich eng an die jetzigen Verhältnisse anlehnen, zeigt die Tatsache, daß die ältere fast genau so wenig erosiv beeinflußt erscheint wie die jüngere, die heute zusammen mit ihrer Unterlage in steilem Kliffufer, wo es ihr Gestein erlaubt, zur See hin abbricht.

Aus diesen Gesichtspunkten heraus läßt es sich wohl rechtfertigen, wie Werth[2] das tut, eine zeitliche Gliederung der Terrassenbildung und ihrer Absätze vorzunehmen, aber ich kann ihm nicht folgen, wenn er die Riffkalke der unteren Terrasse als das Äquivalent der Vorplateaudecksandlehme betrachtet und damit beide als altdiluvial anspricht, indem er die Bornhardt'sche Altersbestimmung für letztere anerkennt und nunmehr auch auf erstere überträgt.

Daß solche stratigraphische Parallelisierung nicht richtig ist, geht auch aus einer Betrachtung der tektonischen Verhältnisse des

[1] Hennig, Beiträge zur Geologie und Stratigraphie Deutsch-Ostafrikas. Wissensch. Ergebn. d. Tendaguru-Exped. Arch. f. Biontologie d. naturf. Freunde Berlin. Bd. III. H. 3. p. 46.

[2] Werth, Das ostafrikanische Küstenland. Bd. I. D. Reimer 1915.

Gebietes hervor. Darnach ist die Senke, die die Puguberge von Sansibar trennt, eine Bruchstufe bezw. ein Graben; eine abgezweigte Verlängerung des nördlichen Pemba, wie des südlichen Lathamgrabens. Der Beweis dieser Anschauung liegt vornehmlich in der neuen Beobachtung einer Verwerfungszone am Innenrande der Vorplateaustufe, an welcher die östlichen Flügel zu unbekannter Tiefe abgesenkt erscheinen. Gleichartige, aber entgegengesetzt orientierte Absenkungen konnten ferner auf Sansibar konstatiert werden, doch sind dort die bisher beobachteten Verwerfungen, welche die neuen Wasserwerkarbeiten nahe der Stadt Sansibar erschlossen haben, geringer und vor allem wesentlich jünger, so daß man sie vielleicht nur als Nachwehen älterer, gewaltigerer Vorgänge betrachten darf. Immerhin ist das tatsächliche Vorkommen gegenorientierter Verwerfungsbrüche von Gewicht für diese Fragen der Tektonik [1].

Die Gesamtsprunghöhe der Verwerfungen am östlichen und besonders westlichen Grabenrand ist völlig unbekannt geblieben. Einen Anhaltspunkt für die Beurteilung ihres Ausmaßes kann nur das Tiefenprofil geben, das uns Wolff [2] von Daressalam kennen lehrte, welches bis 157 m Tiefe unter dem Meer nur junge, überwiegend marine Schichten ergab, in denen kein einziges Fossil als sicher tertiär erkannt werden konnte! Im Gegenteil ist die Übereinstimmung mit den heute noch lebenden Formen eine so große, daß sich keine Art spezifisch abtrennen ließ, obwohl hier wie anderwärts der Charakter der Fauna insofern ein etwas altertümlicher wird, als sich unbedeutende, aber variable, inkonstante Abweichungen von den jetzigen Typen wohl erkennen lassen.

Der petrographische wie faunistische Habitus des Profils zeigt, daß es völlig aus Seichtwasserbildungen zusammengesetzt ist. Bei der Jugendlichkeit des Profils, das doch notwendig erst dann zur Ablagerung gekommen sein kann, als die altquartäre Rotlehmdecke einer subaerischen Landoberfläche bereits zerstört war, müssen die Schichten auf einem absinkenden Meeresboden zur Ablagerung gekommen sein, mit dessen Absinken die Sedimentation einigermaßen gleichen Schritt hielt. — Ein solcher Vorgang könnte aber innerhalb des zur Verfügung stehenden Raumes und Zeitintervalls kaum ohne tektonische Tätigkeit verstanden werden. —

Diese Verhältnisse soll das beigegebene Profil mit maßstabgerechten Längenangaben bei zehnfacher Überhöhung dartun. Es zeigt sich hier im Bilde vor allem augenfällig die zurücktretende Bedeutung der nur den Charakter von Oszillationen erreichenden Terrassenbildungen gegenüber den älteren Sedimenten einerseits,

---

[1] Die ausführliche Darstellung dieser Verhältnisse und Beobachtungen wird die noch nicht abgeschlossene Abhandlung über das geologische Profil der Mittellandbahn in Deutsch-Ostafrika bringen.

[2] Wolff. Fauna aus einer Tiefbohrung in jungen Küstenbildungen zu Daressalam. Jahrb. d. Kgl. preuß. geol. Landesanst. 1910.

die maßgebende Rolle der Tektonik für das Verständnis des Baues und Bildes des Küstenstriches andererseits. Die bekannten Störungen liegen also, soweit bekannt, westlich des Kanals im Bereich der Vorplateaustufe, östlich dagegen in dem der Terrassen und bedingen schon dadurch Vorsicht in der Bewertung. Ich muß es mir versagen, hier näher auf diese Verhältnisse einzugehen.

Wichtig ist hier vor allem, daß also auf jeden Fall die altquartären Rotlehme älter sind als diese Verwerfungen, die ja mit der Inselbildung die ursprünglich kontinuierliche Decke in einen kontinentalen und einen insularen Teil zerlegt haben.

Aber auch unter dieser Decke liegen noch stellenweise Kalke, Tone und Sandsteine, deren tertiäres Alter noch nicht erwiesen wurde, die im Gegenteil, soweit sie fossilführend sind, sich faunistisch eng an die jüngeren Gruppen anschließen, während eine weite Lücke sie vom ersten sicher bekannten Tertiärhorizont trennt, dem Aquitanien, das wir vom Süden der Kolonie kennen. —

Dieser Zeitlücke scheint nicht nur eine große Sedimentationslücke, sondern teilweise auch eine Lagerungsdiskordanz zu entsprechen. Diese Zeitlücke entspricht dem Zeitraum, der am Festland die jungtertiäre Verebnungsfläche v. Staff's, eben jene Vorplateaufläche schuf, deren Zerstörung im Diluvium durch erneute tektonische Bewegungen und dadurch erneute Zyklustätigkeit begann.

Fällt der Beginn dieser neuen Ära der ostafrikanischen Küstenentwicklung aber tatsächlich mit dem Beginn des Diluviums zusammen, so drängen sich die nach den bisherigen Auffassungen altquartären Gebilde dermaßen in einen engen Zeitraum zusammen, daß sie völlig unverständlich erscheinen und einer Weiterentwicklung im ganzen folgenden Diluvium und Alluvium wenig übrig gelassen wäre.

Wir hätten dann als älteste Diluvialgebilde im Hangenden der großen Diskordanz gewisse marine Bildungen anzusehen, wie die dunklen Tone Mafias und die alten Korallenkalke Sansibars, welche von den Rotlehmen umlagert und überlagert werden. Wir hätten dann die Bildung der altdiluvialen Rotlehme selbst, darnach die Hauptphase der tektonischen Einbrüche, darnach am Festland die Zerschneidung der Vorplateaustufe, vor der Küste die Ablagerung der mindestens 157 m mächtigen Daressalamer Sedimente mit dem älteren Riffkalk als höchstem Horizont.

Für die ganze Zeit vom Altdiluvium aufwärts dagegen bliebe nur noch die Bildung der jüngeren Knauernkalke und der Deck- und Terrassensande übrig.

Die paläontologische Basis dieser ganzen Altersbestimmung beruht lediglich auf dem Fund des *Pecten Vasseli* F. in den Knauernkalken Tangas, die zwar hier lokal vom älteren Riffkalk überlagert werden, die aber trotzdem m. E. mit Recht von Koert-Tornau für gleichaltrig mit ihm, d. h. für eine Lokalfazies angesprochen werden, während Werth sogar ihre Identifizierung mit den jüngsten Knollenkalken nach ihrem Habitus für möglich hält.

Diese Basis scheint mir gegenüber dem stratigraphischen, tektonischen und morphologischen Befund eine unhaltbare — wie am Roten Meer —.

Der *Pecten Vasseli* Fuchs der ostafrikanischen Küste kann also hier nicht nur jünger sein als altquartär, er muß es hier sogar sein.

Seine genaue Stellung auf Grund exakten Beweises zu fixieren ist heute noch nicht möglich; ich möchte ihn einstweilen höchstens als jungquartär ansprechen.

Nur so ist es durchführbar unter Beibehaltung grundlegender bisheriger Erkenntnisse, eine einigermaßen zeitlich ausgeglichene und sich an Bekanntes anlehnende Verteilung der diluvialen und postdiluvialen Ereignisse an der ostafrikanischen Küste zu erzielen.

Mit Bornhardt stelle ich daher die Rotlehmdecke der Vorplateaustufe — wenigstens teilweise — nach wie vor ins Altdiluvium. Davon ausgehend sind noch älter als sie, z. T. vielleicht auch Äquivalente der kontinentalen Schichten, gewisse küstennahe, diese unterlagernde Bildungen, die schon deshalb noch dem jugendlichen Schichtkomplex anzugehören scheinen, weil sie keinerlei als tertiär bestimmbare Fossilien ergeben haben, vielmehr ihre bis jetzt bekannte Fauna der heutigen benachbarten Meeresfauna mit etwas altertümlichen Zügen entspricht.

Es ist durchaus möglich, aber noch nicht bewiesen, daß diese Gruppe basal bis ins jüngste Tertiär zurückgreift und also die Übergangszeit vom Oberpliocän zum Diluvium mit in sich schließt. Damit würden sie der Pluvialperiode Blanckenhorn's u. a. einzugliedern sein, aber doch in scharfem Gegensatz bleiben zu der Gruppe rein tertiärer, und zwar nur älter tertiärer Sedimente der ostafrikanischen Küste.

Denn erst unter diesen Bildungen folgt die große Diskordanz, die diesen Komplex vom Alttertiär und Mesozoicum trennt. Erst nach Abschluß der Ablagerung dieser Sedimente und ihrer Überdeckung durch die festländische Rotsandlehmdecke konnten neue tektonische Bewegungen die Zerlegung dieser also mindestens bis weit ins Altdiluvium hineinreichenden Decke verursachen. Sie müssen also jünger sein und fallen daher, ohne daß ich auf eine scharf begrenzte Altersfixierung mich festlegen könnte, in ihrer Hauptphase etwa ins mittlere Diluvium, wenn sie, was sehr wahrscheinlich ist, unmittelbar und ohne großes Zeitintervall die Sandlehmdeckenbildung ablösten bezw. unterbrachen.

Das mittlere Diluvium wäre somit auch die Hauptzerschneidungsperiode der Vorplateaustufe durch die Erosion.

Jünger als dieses, und zwar, wie ausgeführt, wesentlich jünger sind sodann die unzerschnittenen Küstenterrassen, die man nach ihrem morphologischen Habitus als überaus jugendliche Gebilde anzusprechen geneigt sein wird.

Das Alter ihres Sockelgesteins ist nun aber durch die Funde des ausgestorbenen und sehr charakteristischen *Pecten Vasseli* F. beleuchtet. Andererseits zeigten sich beide Terrassen als sich zeitlich ziemlich nahestehend. Wenn man die Terrassenbildungen unter dem Eindruck dieser Verhältnisse nicht wohl als rezent wird ansprechen wollen, so ist es andererseits aber ganz unmöglich, ihr bisher angenommenes altquartäres Alter aufrecht zu erhalten. Als einerseits älter als rezente, andererseits jünger als mitteldiluviale Bildungen weist ihre Altersbestimmung von selbst auf jung- bis jüngstdiluviale Zeit.

Damit aber gewinnen wir, ähnlich wie beim Ausgangspunkt unserer Betrachtung über die Bewertung der altdiluvialen Sedimente, wieder Anschluß an die Bornhardt'schen jüngsten Deckschichten und Terrassensande, welche dieser, ebenso wie Werth und ich selbst, für rezent bis subrezent halten, da sie beide Terrassen einförmig überlagern. Sie sind damit als Ablagerungen des ostafrikanischen Küstenalluviums anzusprechen. —

Zusammenfassend glaube ich mit diesen Zeilen gezeigt zu haben:

1. Daß *Pecten Vasseli* Fuchs zwar ein gutes Leitfossil ist, jedoch nicht notwendig ein Leitfossil des Altquartärs.

2. Daß tektonische, stratigraphische und morphologische Gesichtspunkte es unmöglich machen, den *Pecten Vasseli* F. an der ostafrikanischen Küste als altquartär anzusprechen. Er weist hier vielmehr auf ein ungefähr jungquartäres Alter.

3. Daß es nicht angängig ist, die ganzen küstennahen, jungen Sedimente einheitlich mit einer Erweiterung des ursprünglichen Begriffs der altquartären Mikindanischichten Bornhardt's zu umfassen, daß sie vielmehr großenteils jünger, z. T. auch älter sind als diese, die ich lieber in allgemeinerer Bezeichnung als „altquartäre Decksandlehme" bezeichnen möchte.

4. Daß eine rohe aber klare zeitliche Unterteilung der jungen Küstensedimente des Quartärs sowohl wie ihre Abtrennung von alluvialen Sedimenten heute in den Grundzügen durchaus möglich geworden ist, wenn auch noch die Mittel zu einer genaueren chronologischen Horizontfixierung fehlen. Es würde aber wohl keinen Fortschritt bezeichnen, eine Gliederung so lange unversucht zu lassen, bis sie sich in allen Einzelheiten festlegen läßt, vielmehr glaube ich, daß gerade in den sicherlich verbesserungsfähigen Versuchen einer fortschreitenden Gliederung der Ansporn zu weiteren Spezialerkenntnissen liegt.

Tabellarisch stellt sich zum Schluß dieser Versuch folgendermaßen dar:

Zeit	Stratigraphie		Tektonik	Morphologie	Paläontologie
	Küstenmeer	Festland			
Alluvium	Sandkalke und Konglomerate im Grundwasserniveau am Rande des Meeres	Sande und sandige Rotlehme Flußalluvionen	Kleine Verwerfungen im Sinne der Hauptphase (Küstenterrasse auf Sansibar)	Vorwiegend Flächenspülung u. schwache Grundwassererosion in den Terrassen	Fossilfrei „Küchenreste"
Jungdiluvial	Kalke etc. der 1. Terrasse Riffkalke der 2. Terrasse	Fluviatile Sande	—	Zerschneidung der Vorplateaustufe	Rezente Fauna. basal mit *Pecten Vasseli* F.
Mitteldiluvial	Die tieferen Sedimente im Liegenden der Riffkalke (Brunnen in Daressalam)	—	Hauptstörungsphase der wiederbelebten Tektonik	Beginn der Zerschneidung der Vorplateaustufe	Rezente Fauna ohne nachgewiesene ausgestorbene Arten. mit z. T. altertümlichem Habitus
Altdiluvial	—	Rote Decksandlehme mit Letten u. Geröll-einlagerungen festländischen Materials auch auf den Inseln	—	Fastebene	Fossilfrei (abgesehen von älteren fossilen Holzgeröllen)
Aeltest diluvial vielleicht einschl. Uebergangsschicht der Pluvialperiode	Basale Tone Kalke u. Sandsteine	—	—		Rezente Fauna von durchweg altertümlichem Habitus
Prädiluvial	Diskordanz und Sedimentationslücke				—
	Alttertiär und Mesozoicum		Kontinentale Ruhe	Verebnung d. jungtertiären Zyklus	—

Über Goniatiten — eine Revision ihrer Systematik mit Beifügung neuer Beobachtungen.

(Mitteilung 2 der Paläontologen-Vereinigung Berlin.)

Von **Herm. Schmidt.**

Mit 1 Textfigur.

Die sorgfältigste Arbeit über Goniatiten ist diejenige von Crick und Foord im dritten Teil des Cephalopodenkatalogs des Britischen Museums, erschienen 1897. Über frühere Arbeiten unterrichtet man sich am besten dort, von späteren sind am wichtigsten diejenigen von Haug (1898), Frech (1902), J. P. Smith (1903) und Wedekind (1917).

Den Weg, durch Aneinanderfügen der jeweils ähnlichsten Formen zu einem System zu gelangen, verließ zuerst Sobolew in seinen „Skizzen zur Phylogenie der Goniatiten" (Warschau 1914). Er unterschied nur zwei Arten von Anwachsstreifen, zwei Wohnkammerlängen und einige Lobentypen, zählte die Einschnürungen und gelangte durch Kombination dieser Merkmale zu einem schematischen System, das den natürlichen Zusammenhängen in keiner Weise gerecht wird.

Daß der Weg zum natürlichen System über das Schema führen müsse, der Meinung ist auch R. Wedekind und wendet sie in seiner 1917 in der Palaeontographica (Bd. 62) erschienenen Arbeit „Die Genera der Palaeoammonoidea (Goniatiten)" an. Der Inhalt verschiedener Einzelschriften desselben Verfassers erscheint hier in organischer Zusammenfassung wieder. Zunächst sind die Ammonoidea in Palaeo-, Meso- und Neoammonoidea geteilt; das ist eine behelfsmäßige Gliederung, ist als solche nicht neu und wird so lange einem praktischen Bedürfnis dienen, bis wir über die wirklichen Stammeszusammenhänge der Ammonoidea genügend unterrichtet sind. Mit Recht wendet sich aber Diener (dies. Centralbl. 1916, p. 374 ff.) gegen die gesucht exakte Formulierung dieser drei Gruppen, nach welcher die erste unzerschlitzte, die zweite unipolar zerschlitzte und die dritte bipolar zerschlitzte Lobenlinien haben soll. Danach stünde z. B. *Rhacophyllites* mit Unrecht bei den Mesoammonoidea. Dagegen erscheint eine Zusammenfassung der älteren Formen mit unzerschlitzter Lobenlinie als Palaeoammonoidea unbedenklich. Die Clymenien werden von Wedekind in diesem Zusammenhang nicht erwähnt, man muß also annehmen, daß sie nicht mehr zu den Ammonoidea gerechnet werden. Auch einige Gattungen, welche der Systematik noch Schwierigkeiten machten, nämlich *Mimoceras*, *Prolecanites* und *Glyphioceras*, sind ausgelassen.

Die Goniatiten werden in drei Unterordnungen, Tornoceracea, Cheiloceracea und Prolobitacea, eingeteilt, und zwar auf Grund der Anwachsstreifen; ihr Verlauf wird mit den Ausdrücken

bikonvex, konvex und linear-protrakt gekennzeichnet (als sprachlich richtiger ziehe ich biarcuat und arcuat vor). Nun ist aber der Verlauf der Anwachsstreifen nicht unabhängig von der Windungshöhe und wechselt in der individuellen Entwicklung wie auch zwischen nahe verwandten Formen. Darum steht *Crickites* trotz seiner linearen Anwachsstreifen in der ersten Unterordnung und *Soboleria* trotz ihrer biarcuaten in der dritten. Die carbonischen Formen mit glyphioceratér Lobenlinie, also die Angehörigen der bisherigen Familien Glyphioceratidae, sind auf die drei Unterordnungen verteilt. Biarcuate Anwachsstreifen soll z. B. die Gattung *Eumorphoceras* haben, wir finden jedoch bei *E. bilingue* aus dem Flözleeren von Fröndenberg nur den äußeren Lateralvorsprung, diesen allerdings sehr ausgeprägt. Arcuate Anwachsstreifen soll *Glyphioceras* haben, bei ausgewachsenen Exemplaren von *Gl. sphaericum*, *striatum* und *spirale* sind sie aber biarcuat, bei einer anderen, nur durch niedrigere Windungen unterschiedenen Form derselben Gruppe sind sie gerade. Wo schließlich gerade Anwachsstreifen vorhanden sein sollen, kehren die anderen Klassen wieder: *Homoceras diadema* hat sie im erwachsenen Zustande biarcuat, *Gastrioceras carbonarium* arcuat. Ergaben sich schon vorher Schwierigkeiten, die drei Unterordnungen nach dem Anwachsstreifen zu trennen, so erweist sich bei Mitberücksichtigung der Glyphioceratidae das Prinzip als undurchführbar.

Die Form des Querschnitts ist in Wedekind's Artbeschreibungen und Textfiguren genügend gewürdigt, aber nicht mit den übrigen Charakteren in Zusammenhang gebracht worden. Es scheint jedoch, daß, wenn eine Formenreihe niedrigere und evolutere Jugendwindungen bekommt, zugleich der Verlauf der Anwachsstreifen gerader wird und der Umschlagslobus sich verflacht. Wenn in einer Gattung der Cheiloceratidae Formen mit evoluten Jugendwindungen auftreten, so erhalten wir jedesmal eine Gattung der Prolobitidae. Daß solche Abänderungen tatsächlich wiederholt auftreten können, sehen wir bei *Manticoceras*, *Agaunides* und *Münsteroceras*[1]. Übrigens hat J. P. Smith statt des ungenauen Ausdrucks „Jugendstadium“ verschiedene Begriffe eingeführt: Das Embryonalstadium oder die Anfangskammer nennt er „ananepionic stage“, „meta- und paranepionic“ nennt er die Stadien, auf welchen die Lobenlinien noch einen einfachen Bau besitzt, angeblich den entfernter Vorfahren. Es ist vielleicht besser, von solchen Deutungen abzusehen und einfach die zwei ersten Windungen als „Kindheitsstadium“ zu bezeichnen. Für sein „neanic“ schließlich ließe sich „halberwachsen“ setzen.

Der Form der Embryonalkammer ist zweifellos großer systematischer Wert beizulegen, erlaubt sie doch auch eine sichere Unterscheidung zwischen Ammonoiden und Nautiloiden. Für die

[1] *Glyphioceras* bei Holzapfel, Pal. Abh. V. 1889. p. 26.

Clymenien kann ich Branca's Angaben bestätigen, leider nicht ergänzen: Die Embryonalkammer ist asellat. Die ersten Suturen sollen einen später verschwindenden Externlobus besitzen, man könnte vermuten, daß auch der Sipho erst nachträglich nach innen wandert; es zeigte sich jedoch, daß er schon im Kindheitsstadium an der Innenseite liegt. — Gute Präparate von Anfangskammern ergab *Tornoceras simplex* von Büdesheim, den Branca als Übergangsform zwischen Asellati und Latisellati bezeichnet. Nach Stücken von St. Klaas bei Attendorn, die ich präparieren konnte, gehört zu den letzteren auch die Gattung *Cheiloceras*. Mit Recht betont Branca, daß *Bactrites* und *Mimoceras* in der Form der Embryonalkammer von der Menge der übrigen Goniatiten stärker verschieden sei als diese von den Clymenien.

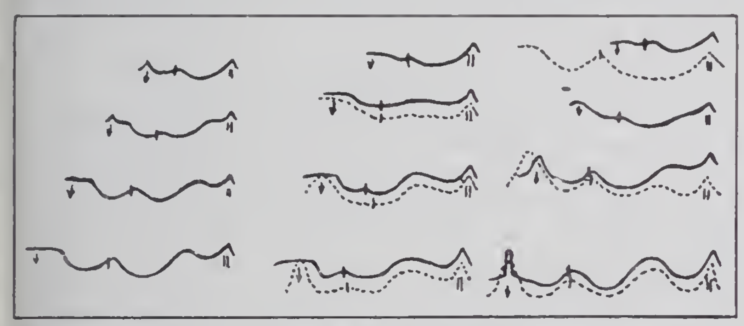
Die Art der Einschnürungen wird von Wedekind einmal, nämlich zur Unterscheidung zwischen *Aganides* und *Postprolobites*, herangezogen, hier soll sie nur den Steinkern, dort auch die Schalenoberfläche betreffen. Demgegenüber fand ich beide Arten von Einschnürungen mehrmals an einem Exemplar, und häufig gehört zu einer stärkeren Rinne auf dem Steinkern eine ganz schwache auf der Schalenoberfläche.

Goniatitendeckel oder Aptychen wurden bisher nur bei Gephyroceratiden gefunden oder doch so, daß sie sich auf solche beziehen lassen, wenn die verschiedenen Erhaltungsbedingungen für die hornigen Deckel und die kalkigen Schalen bedacht werden. Die heute nicht mehr geringe Zahl der Funde führt dazu, die Meinung Holzapfel's abzulehnen, welcher solche Gebilde aus den cephalopodenführenden Domanikschiefern als *Spatiocaris* beschrieb.

Das beste Merkmal ist zweifellos die Lobenlinie. In der Benennung ihrer Elemente hat Wedekind eine dankenswerte Vereinfachung eingeführt, indem er die Sättel wegließ. Die bisher übliche Bezeichnung der primären Loben sprach von Externlobus, Lateralloben, Auxiliarloben und Internlobus. Demgegenüber hat Noetling (1904 u. 1906) die Behauptung aufgestellt, daß zwischen Extern- und Internlobus primär nur ein Laterallobus entstünde, alle anderen Loben ergäben sich durch Spaltung der beiden Primärsättel. Es steht aber fest, daß eine Abspaltung sekundärer Loben nicht nur inmitten, sondern auch auf den Flanken der Sättel stattfinden kann, schon dadurch wird Noetling's Bezeichnungsweise mehrdeutig. Außerdem hat Diener (1916, p. 558 u. 559) auf zwei Fälle bei Triasammoniten hingewiesen, wo bereits in der ersten auf die Embryonalkammer folgenden Lobenlinie zwei „primäre Laterralloben" vorhanden sind. Die Goniatiten zeigen nach den Zeichnungen Branca's im ersten Septum tatsächlich nur einen primären Laterallobus, es lag daher nahe, daß Wedekind sich die Noetling'sche Betrachtungsweise aneignete. Meine Präparate zeigen jedoch, daß bei *Tornoceras*, *Parodiceras* und *Cheiloceras* dieser Lobus gegenüber anderen im Lauf der Entwicklung abgeschwächt wird,

und daß erst, wenn der Umschlag an Ausdehnung zunimmt, wieder ein tieferer Lobus an der Naht entstehen kann. In der Figur sind mit punktierten Linien die Lobenbilder mit eingezeichnet, auf welche WEDEKIND den Unterschied zwischen seinem unbonalen und lateralen, bezw. magnosellaren und pseudomagnosellaren Hauptlobentyp gründet. Diese Bilder sind in mancher Beziehung unrichtig.

Tornoceras fängt nicht mit einem so hohen Innensattel an, der Laterallobus (A bei WEDEKIND) liegt schon in der ersten Anlage tiefer als der Umschlagslobus (L bei WDK.), und im erwachsenen Stadium ist der tiefe und spitze Innenlobus durch zwei eigenartige Ecken begrenzt, welche als erster Schritt zur Bildung der bei *Maeneceras* auftretenden inneren Seitenloben gedeutet werden können.



Tornoceras *Parodiceras* *Eucheiloceras*

Entwicklung der Lobenlinien.

An dem Bilde für *Parodiceras* sind die äußeren Lobenlinien von HOLZAPFEL entnommen, geben aber nicht die Lobenentwicklung, sondern nur die Suturen verschiedener, schon mehrere Windungen zählender Exemplare. Präpariert man weiter, so zeigt sich auf der ersten Windung noch vor dem Laterallobus ein primärer Lobus an der Naht. Die innere Lobenlinie wurde von WEDEKIND falsch hinzukonstruiert, und wenn er 1917 das gleiche Klischee für *Postprolobites* verwendet, macht er nur einen neuen Fehler, denn nach seiner eigenen Angabe besitzt diese Gattung innere Seitenloben. (Übrigens ist es auch falsch, daß auf der Lobentafel von 1917 *Postprolobites* und *Brancoceras* ebenso gezeichnet sind wie *Cheiloceras*.)

Von *Cheiloceras* konnte ich die ganze Lobenentwicklung verfolgen, sie zeigt sich auch etwas anders, als sie WEDEKIND 1917 p. 142 abgebildet hat. Auffallenderweise ist im ersten Umgange ein tieferer Innenlobus vorhanden, der, wenigstens bei der Untergattung *Eucheiloceras*, nachträglich verflacht, so daß sich hierin ein regressiver Charakter feststellen läßt. Der innere Seitenlobus — ich möchte dafür den Ausdruck „Kehllobus" vorschlagen — entsteht nicht durch Spaltung des Innensattels, sondern an seiner

Flanke, und zwar in gleicher Weise, auch nicht wesentlich später, als der Laterallobus. Demzufolge rechne ich ihn auch unter die primären Lobenelemente und schreibe nunmehr die einfache magnosellare Lobenlinie E L U K I, d. h. Extern-, Lateral-, Umschlags-, Kehl- und Innenlobus.

Bei den Glyphioceraten erscheint in der ersten Sutur zwischen E und I ein sehr breiter Lobus, in welchem sich schon in der zweiten Sutur zwei Sättel erheben. Bei *crenistria* bezeichnet Wedekind den mittleren der entstehenden drei Loben mit L, bei *diadema* den äußeren, schreibt also nach dem später erfolgenden Hinzutritt von M von den beiden Lobenlinien die erste M A L U I, die zweite M L U_{II} U_I I. Bei *micronotum* erscheint L etwas weiter außen, und wird von Diener (1916, p. 587) als E gedeutet, so daß er die fertige Sutur M_{II} M_I E L U I schreiben müßte. Die genannten drei Lobenlinien sind nun aber durchaus gleich. Nach meinem Vorschlag wären sie M E L U K I zu schreiben.

Ebenso werden die einfachen Formen der magnosellaren und pseudomagnosellaren Lobenlinie, wie von *Aganides* und *Postprolobites*, nicht mehr unterschieden, ihre Formel heißt E L U K I. Wedekind's umbonaler und lateraler Hauptlobentyp waren als solche nur konstruiert, nur Annäherungen an dieselben kommen bei primitiven Goniatiten vor.

Mit voller Absicht wurde die genetische Bezeichnungsweise abgelehnt und eine morphologische wieder eingeführt. Wer den zuerst entstehenden Lobus Laterallobus nennen will, gleichgültig, ob er innen oder außen am magnosellaren Sattel liegt, der könnte ebensogut die zuerst entstehende Extremität eines Wirbeltiers Vorderextremität nennen!

Zwischen den primären Loben können einzeln oder reihenweise sekundäre auftreten, $M_{I,\,II}$ etc. $A_{I,\,II}$ etc. $U_{II,\,III}$ etc. Loben dritter Ordnung wären die Inzisionen, deren Auftreten bei *Pronorites*, *Dimorphoceras* etc. aus dem Formenkreis der Goniatiten hinausführt.

In jeder Familie der Goniatiten findet die Vermehrung der Lobenelemente nach einem eigenen Typus statt. Man kann danach sechs Typen unterscheiden und gelangt so zu einer Einteilung der Goniatiten, die mit der ersten von Hyatt 1883 gegebenen ungefähr übereinstimmt.

I. Fam. Nautilinida Hyatt — Aphyllitidae Frech. Lobenformel E L (I), dabei kann L lateral, umbonal oder subumbonal liegen, I ist flach. Gattungen: ⟨*Mimoceras* Hyatt⟩[1] ist nach Branca hier herauszunehmen. 1. *Anarcestes* Mojs. 2. *Agoniatites* Meek 3. •*Aphyllites* Hyatt non Mojs. (= *Foordites* Wdk.). 4. •*Epitornoceras* Fr. 5. *Pinacites* Mojs. em. Frech und vielleicht noch 6. *Celaeceras* Hyatt, für welches ein Medianlobus hinzukäme.

[1] [ ] gestrichen, ⟨⟩ wegversetzt, * herversetzt, • hinzugekommen.

II. Fam. Primordialidae Hyatt (Beyr.) — Gephyroceratidae Fr. Von allen anderen Goniatiten durch den Besitz eines Aptychus unterschieden sowie dadurch, daß die Mitte der Seiten statt durch einen Lobus durch einen großen Sattel eingenommen wird (γέφυρα die Brücke), der subumbonal an diesem Sattel gelegene Lobus kann weder L noch U genannt werden und erhält die eigene Bezeichnung G. Lobenschema $^{M_{II}M_{II}M_{I}}$E G$^{U_{II}U_{II}U_{I}}$I. 1. *Gephyroceras* (H.) Holz. 2. *Manticoceras* (H.) Holz. 3. •*Crickites* Wdk. (eine Nebenform von *Manticoceras* mit geraden Anwachsstreifen). 4. •*Koenenites* Wdk. 5. •*Timanites* Mojs. 6. **Pharciceras* H. (hierzu zweckmäßig **Triaenoceras costatum* A.-V.). 7. •*Probeloceras* Clarke. 8. **Beloceras* H. — Als Nachkomme dieser ausgezeichneten Reihe kommt nicht *Prolecanites* in Betracht (Frech, 1902, p. 65), sondern vielleicht die nicht mehr zu den Goniatiten zählenden Gattungen *Prodromites* Smith et Weller und *Pronorites* Mojs. Beide haben geschwungene Anwachsstreifen, bei *Pronorites* lassen sich nach der Entwicklung die zerschlitzten Loben als M und E deuten, der anschließende Sattel nimmt anfangs die Seitenmitte ein. Hierhin gehören vielleicht auch die seltenen Culm-Aptychen.

III. Fam. Magnosellaridae Hyatt. Außerhalb und innerhalb des Umschlagslobus je ein großer Sattel, die Septalfläche erscheint damit gewissermaßen geflügelt. Zwei Unterfamilien: bei den Tornoceratidae IIIa tritt der Lobus K nur als Sekundärlobus auf (*Maeneceras*), I bleibt flach in der Gattung *Parodiceras*. Die Formel E$^{A_{II}A_{I}}$L U K I gilt uneingeschränkt nur für die Cheiloceratidae IIIb. — IIIa: 1. *[*Parodiceras* Hyatt] stattdessen *Parodiceras* Wdk. 2. *Tornoceras* H. 3. •*Pseudoclymenia* Fr. 4. *Maeneceras* H. — IIIb: 1. •*Cheiloceras* Fr. mit den Untergattungen *Eucheiloceras* H. Schmidt, *Staffites* Wdk., *Torleyoceras* Wdk. und *Dyscheiloceras* H. Schmidt. 2. •*Prolobites* Fr. 3. [*Brancoceras* H.] dafür *Aganides* Montf. (mir scheint weder *Postprolobites* Wdk. abtrennbar, noch eine generische Trennung zwischen carbonischen und devonischen Formen möglich, wie sie Wedekind 1917 (p. 142) empfiehlt. Die letzteren führt er unter *Brancoceras* H. an, welcher Name jedoch gestrichen werden mußte, s. Frech 1902, p. 74). 4. •*Glatziella* Renz (mit biarcuaten Anwachsstreifen). 5. *Sporadoceras* H. (dazu *Posttornoceras* Wdk. als Nebenform mit biarcuaten Anwachsstreifen).

IV. Fam. Prolecanitidae H., von der Gattung *Aganides* in mehreren Linien ableitbar: Rückbildung der Flügel der Septalflächen, sekundäre Umschlagsloben bei den beiden ersten Gattungen durch Teilung von U, bei *Prolecanites* aus der Außenflanke von K. Formel E L $U_{I}^{U_{II}U_{III}}$ K I. 1. **Dimeroceras* H. 2. •*Wocklumeria* Wdk. 3. •*Gattendorfia* Schindewolf (U rückt von der Naht nach außen). [*Sandbergeroceras*] ⟨*Beloceras, Pharciceras*⟩ ⟨*Schistoceras*⟩ [*Triaenoceras*]. 4. •*Pseudarietites* Fr. (nahe verwandt mit *Glatziella*!). 5. •*Phenacoceras* Fr. (enthält auch Formen des tiefsten Untercarbon mit nur

einem Umschlagslobus wie „*Prolecanites*“ *Lyoni* M. et W.). 6. *Prolecanites* H. (die Formen der Tournai-Stufe haben 2, die der Visé-Stufe 3 Umschlagsloben. Anwachsstreifen vom Nabelrand vorgebogen, dann über Flanken und Außenseite gerade). ⟨*Pronorites*⟩ ⟨*Popanoceras*, *Medlicottia*, *Sageceras*, *Lobites*⟩.

V. Fam. Glyphioceratidae H., ebenfalls von *Aganides* ableitbar. Formel $^{M}E\,L\,U_{I}{}^{U_{III}\,U_{II}}K\,I$; u_{III} entsteht bei *Paralegoceras* an der Innenflanke von U_{I}. [*Prionoceras*] ⟨*Brancoceras*⟩. 1. *Münsteroceras* (älteres Untercarbon). 2. *Glyphioceras* H. (jüngeres Untercarbon). 3. •*Eumorphoceras Girty* (enthält außer einer Form des westfälischen Culm-Plattenkalkes die Mehrzahl der Goniatiten des westfälischen Flözleeren. WEDEKIND's *Girtyoceras pulchellum* von Fröndenberg ist als *Eumorphoceras bilingue* SALT. sp. zu bestimmen). 4. *Nomismoceras* H. ⟨*Dimeroceras*⟩. 5. *Pericyclus* H. (älteres Untercarbon). 6. *Homoceras* H. (nahe der Grenze von Unter- und Obercarbon). 7. *Gastrioceras* H. (jüngeres Obercarbon; Lobus U wird subumbonal, Konvergenz zu *Gephyroceras*!). 8. •*Girtyites* WDK. (Perm). 9. *Paralegoceras* H. 10. *Schistoceras* H. ⟨*Dimorphoceras*⟩.

VI (?). Fam. Clymenidae EDW. Von HYATT nicht den anderen Goniatiten gegenübergestellt, sondern auch von *Anarcestes* abgeleitet und in Form einer Anmerkung dem System angefügt. Lobenformel $^{E\,A_{II}\,A_{I}}L^{U_{I}\,U_{II}}I$. 1. *Platyclymenia* H. (ist nach WEDEKIND 1914 in zwei oder mehr Gattungen aufzuteilen). 2. *Cyrtoclymenia* GÜMB. (Hierzu auch die Art *laevigata*; Unterschied gegen *Platycylmenia*, und damit zwischen älteren und jüngeren Clymenien überhaupt, liegt in den gekrümmteren Septen [also „cyrto“ in neuem Sinn!] und dem weit tieferen Innenlobus mit fast parallelen Schenkeln). 3. *Oxyclymenia* GÜMB. 4. *Cymaclymenia* GÜMB. 5. •*Costacylmenia* SCHINDEWOLF. 6. •*Balvites* WDK. 7. *Sellaclymenia* GÜMB. 8. *Gonioclymenia* GÜMB. 9. •*Spheno-* und *Schizoclymenia* SCHINDEWOLF. [*Cycloclymenia*, *Cryptoclymenia*, *Discoclymenia*]. Die Gattungen 1, 2, 5, 6, 7, 8 und 9 zeigen eine fortschreitende Differenzierung der Lobenlinie.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Über die Darstellung des Dolomits und die Dolomite des Röt in der Umgebung von Jena.

Von **G. Adolf, M. Pulfrich** und **G. Linck** in Jena.

Mit 1 Textfigur.

Daß die allermeisten, wenn nicht alle in der Natur vorkommenden dolomitischen Gesteine — Dolomitmarmore, Dolomite, dolomitische Kalk- und Sandsteine, Gipsdolomite usw. — keine primären, d. h. als solche aus dem Meere abgeschiedene Bildungen sind, dürfte heute auf Grund zahlreicher Arbeiten, insbesondere derer von Linck[1] und Spangenberg[2], als erwiesen angesehen werden. Sie stellen sicher Umwandlungsprodukte anderer Sedimente dar. Nur die Frage nach der Art des Vorgangs ist noch nicht mit der wünschenswerten Sicherheit entschieden.

Es mag sich in einigen Fällen, wie bei dem Magnesiumgehalt der Kalkschalen mancher Tiere oder bei Faulschlammbildungen, die reich sind an doppeltkohlensaurem Ammoniak, um die Fällung sich gegenseitig adsorbierender kolloidaler Carbonate des Calciums und Magnesiums und deren baldige Umlagerung in das zum Vaterit gehörige sogenannte Linck'sche Mischsalz handeln, das schon bei geringer Druckerhöhung, je nach dem Magnesiumgehalt in Dolomit oder ein Gemenge von Dolomit und Kalkspat übergeht[3].

In anderen Fällen, und zwar vermutlich in den meisten hat man die primäre Abscheidung von kohlensaurem Kalk in irgend einer Modifikation, gewöhnlich wohl zuerst einer metastabilen, auf minerogenem oder organogenem Weg anzunehmen, und dieser Kalk ist unter dem Einfluß von Magnesiumlösungen und vielleicht gewisser Lösungsgenossen in Dolomit oder in ein Gemenge von diesem mit Kalkspat oder mit Magnesit umgewandelt worden. Statt des Dolomits konnte bei Gegenwart von Eisenlösungen und reduzierenden Substanzen auch Ankerit, statt des Magnesits auch Braunspat entstehen.

Spangenberg hat nun in seiner von Linck angeregten Dissertation gezeigt, daß eine beliebige Calciumcarbonatmodifikation sich mit Magnesiumbicarbonatlösung unter erhöhtem Druck (etwa 15 Atm.) und bei erhöhter Temperatur (über 90°) in die größtmögliche Menge von Dolomit umwandelt. Überschießende Mengen von Calcium-

---

[1] G. Linck, Zeitschr. d. d. geol. Ges. Monatsber. **61**. 230—241. 1909; N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. **16**. 495—513. 1903; Jenaische Zeitschr. f. Naturw. **45**. 267—278. 1909. Doelter, Handb. d. Mineralchemie. I. 113. 1911.

[2] K. Spangenberg, Zeitschr. f. Kristallographie. **52**. 529—567. 1913.

[3] Weise, unveröffentlicht.

carbonat ergeben daneben Kalkspat, überschießende Mengen von Magnesiumcarbonat Magnesit. Am schnellsten wandelt sich die metastabilste, am langsamsten die stabile Phase um. Es ist zu vermuten, daß die Temperaturerhöhung nur eine beschleunigende Wirkung hat. Die Magnesia kann aus dem Meerwasser oder aus Salzlagern stammen, das Ammoniumcarbonat und das Natriumcarbonat aus den Fäulnisvorgängen in absterbenden Korallenriffen oder in den Faulschlammen der litoralen Zone und der Buchten, ebendaher oder aus Quellen die Kohlensäure.

Auf solche Weise könnte man wohl die Entstehung einer Anzahl hierher gehöriger Gesteine erklären, aber lange nicht aller — darüber waren wir keinen Augenblick im Zweifel. Es mußten also noch andere Möglichkeiten erschlossen werden.

Linck (l. c.) hat seinerzeit die große Bedeutung der bei der Fäulnis entstehenden Ammonsalze für die minerogene Entstehung der Kalksedimente erkannt und glaubte nun, ihnen auch eine wesentliche Rolle bei der Bildung der Dolomite beimessen zu müssen. Von Bedeutung ist hier das Verhalten von Ammoniumchlorid oder- sulfat gegenüber Calciumcarbonat, besonders Vaterit. Das Gleichgewicht

$$CaCO_3 + (NH_4)_2SO_4 \rightleftharpoons CaSO_4 + (NH_4)_2CO_3$$

verschiebt sich nämlich mit steigender Temperatur nach der rechten Seite. So war zu erwarten, daß es gelingen würde, auch ohne Verwendung von Ammoncarbonat bei Gegenwart anderer Ammonsalze mit Magnesiumsulfat oder -chlorid aus Vaterit Dolomit herzustellen. Diese Aufgabe hat Max Pulfrich[1] durchgeführt.

Pulfrich verwendet nach Linck's Angabe[2] hergestellten Vaterit als Ausgangsmaterial, ferner Ammon-, Magnesiumsulfat oder -chlorid und aus Stahlflaschen abgelassene Kohlensäure unter bestimmtem Überdruck in einer Autoklave. Die Versuche werden teils mit, teils ohne Zusatz von Chlornatrium als Lösungsgenossen durchgeführt, die Salze in bestimmten, aber wechselnden Mengen zusammengebracht. Die Bodenkörper wurden zunächst mikroskopisch untersucht, und man hat dank der von Spangenberg[3] erweiterten Einbettungsmethode einwandfrei feststellen können, ob darin Vaterit, Aragonit, Dolomit, Magnesit oder bei Verwendung von Sulfaten auch Gips und Anhydrit vorkommen. Am Vaterit konnten die Brechungsexponenten $\alpha = 1{,}56$ und $\gamma = 1{,}62$ für Natriumlicht bestimmt werden. Die Sphärolithe von Vaterit wandeln sich häufig unter Erhaltung der Form in Kalkspat oder Dolomit um, im letzteren Fall zerfallen sie beim Zerdrücken in lauter kleine Rhomboederchen. Im übrigen bildet der Magnesit gewöhnlich die größten Rhomboeder mit 5—6 μ Kantenlänge, der Dolomit die kleinsten

[1] Max Pulfrich, Über die Darstellung von Dolomit. Diss. Jena 1921 (unveröffentlicht).

[2] Bei Spangenberg, l. c.

[3] K. Spangenberg, Sonderabzug aus „Fortschritte der Mineral." etc. 7. 1921 (1920) u. dies. Centralbl. 1920. p. 352 u. 406.

mit 1—3 μ Kantenlänge. Aragonit tritt in allen Versuchen auf, in denen die Reaktion noch nicht ganz abgelaufen ist. Anhydrit wurde in einem Bodenkörper in kleinen, durch die drei Endflächen begrenzten Kristallen beobachtet.

Weiter wurde von den Bodenkörpern eine Bauschanalyse gemacht und eine Trennung von Kalkspat und Dolomit bezw. Magnesit nach der Kupfernitratmethode von Mahler-Spangenberg durchgeführt. Dabei hat sich zweierlei ergeben: 1. Die Trennung ist vollkommener bei niedrigerer Temperatur, weil da der Dolomit weniger oder fast gar nicht mehr angegriffen wird. 2. Behufs Bestimmung des Calciums und Magnesiums im Rückstand oder in der Lösung nach der Kupfernitratbehandlung braucht man, wie Versuche gezeigt haben, das Kupfer nicht erst zu entfernen, weil es bei ausreichendem Ammoniakzusatz die Fällung der beiden Erdalkalimetalle weder hindert noch verunreinigt.

Die Versuche führten zu folgenden Ergebnissen: 1. Alle Versuche ohne Ammonsalze, also Vaterit mit Magnesiumchlorid oder -sulfat mit oder ohne Natriumchlorid waren weder bei Normaldruck noch bei Überdruck von Kohlensäure von Erfolg. 2. Dieselben Versuche mit den entsprechenden Ammonsalzen waren ohne Kohlensäureüberdruck ebenfalls erfolglos. 3. Dagegen lieferte ein Versuch, der in 150 ccm Flüssigkeit, 2,7 norm. Vaterit, 1,5 norm. Magnesiumchlorid, 1 norm. Ammoniumchlorid, 1 norm. Natriumchlorid enthielt und mit etwa 45 Atm. Kohlensäureüberdruck durch 46 Stunden auf 142^0 erwärmt wurde, reichlich Magnesium im Bodenkörper, in welchem man etwas Dolomit neben Kalkspat und Aragonit erkennt. 4. Eine große Reihe von Versuchen beschäftigt sich nun damit, die Menge des entstehenden Dolomits im Bodenkörper zu steigern. Ich greife einen der besten Versuche heraus. In 150 ccm Flüssigkeit $\frac{2}{3}$ n. Vaterit, 2,7 n. Magnesiumchlorid, $\frac{3}{4}$ n. Ammoniumchlorid, 6 n. Natriumchlorid, Kohlensäureüberdruck 50 Atm., Temperatur 137^0, Zeitdauer 50 Stunden lieferten einen Bodenkörper, der 84 $^0/_0$ Dolomit, 15 $^0/_0$ Kalkspat und ganz geringe Mengen Magnesit enthielt. 5. Weitere Versuche beziehen sich auf die Wirkung der Vermehrung der Chlorionen in Form von Magnesium- und Natriumchlorid. Sie ergaben unter sonst gleichbleibenden Bedingungen mit steigendem Chlorgehalt eine Zunahme des Magnesiums im Bodenkörper, der sich bei Steigerung des Magnesiumchlorids in einer vermehrten Bildung von Magnesit, bei Steigerung des Natriumchlorids in einer Zunahme des Dolomits äußert. Ich greife wiederum den günstigsten Versuch heraus: Vaterit $\frac{2}{3}$ n., Magnesiumchlorid 2,7 n., Ammoniumchlorid $\frac{3}{4}$ n., Natriumchlorid 6 n., Kohlensäureüberdruck 50 Atm., durch 150 Std. auf 137^0 erwärmt, ergab einen Bodenkörper aus 90 $^0/_0$ Dolomit, 7 $^0/_0$ Kalkspat und 3 $^0/_0$ Magnesit. Es scheint, daß es für die Dolomitbildung in bezug auf den Magnesiumchloridgehalt ein Optimum gibt, das aber noch nicht festgestellt wurde. Darüber hinaus

nimmt die Magnesitbildung zu. 6. Versuche, die sich mit der Wirkung von Zeit, Temperatur und Druck beschäftigen, zeigen übereinstimmend, daß die Verlängerung der Versuchsdauer der Dolomitbildung in allen Fällen günstig ist. Beim Druck scheint das Optimum bei etwa 50 Atm. und bei der Temperatur etwas unterhalb 135^0 zu liegen. 7. Mit Magnesium- und Ammoniumsulfat sind keine so eingehenden Versuche gemacht worden, weil im Bodenkörper sich Gips und gelegentlich auch Anhydrit so sehr anreichern, daß die Untersuchung zunächst auf unüberwindliche Schwierigkeiten stößt, indem die entstandenen Rhomboeder aufs innigste mit jenen Mineralien verwachsen sind. Es sollen jedoch hierunter die zwei wichtigsten Versuche angeführt werden:

Versuche mit Magnesiumsulfat.

Versuchsnummer	12	13
Vaterit	1,5 n.	1 n.
$MgSO_4$	ca. 3 n.	1 n.
Am_2SO_4	1 n.	1 n.
NaCl	—	1 n.
Flüssigk.vol. in ccm	150	150
Gesamtdauer in Std.	688	2184
Erwärm.dauer in St.	229	96
Druck in Atm.	bis 84	bis 70
Temperatur	bis 144°	bis 143°

Versuchsnummer		12	13
Mikroskopisch. Befund der Bodenkörper		rhomb. K., gr. Rhomb., (Aragon.), (gr.Gipskr.), (Dolomit)	Rhomb., rhomb. K. Anhydrit-kristalle, (Gips)
Verh. geg. Kobaltnitrat		weiß	weiß
Ca in der Lösung		reichlich	reichlich
Mg im Bodenkörper		reichlich	reichlich
Bauschanalyse	$CaCO_3$ %	8	—
	$MgCO_3$ %	27	36
	$CaSO_4$ %	65 Gips	64 (Anhydrit u. Gips)

$CaCO_3$ % $MgCO_3$ %

Calcit: $CaCO_3$
Magnesit: $MgCO_3$
Dolomit: $CaMg(CO_3)_2$

Versuchsnummer

Dreiecks-Höhe

0 100 · 10 90 · 20 80 · 30 70 · 40 60 · 50 50 · 54,3 45,7 · 60 40 · 70 30 · 80 20 · 90 10 · 100 0

16 · 15 · 22 ur · 24 ur · 23 · 24 ob · 21 ur · 20 ur · 22 ob · 22 ob II · 21 ob · 20 ob · 18

0 10 20 30 40 50 60 70 80 90 100 %

Daraus ergibt sich, daß bei abgelaufener Reaktion neben Gips bezw. Anhydrit Dolomit oder auch Magnesit aufzutreten vermögen und daß bei unbeendeter Reaktion noch Kalkspat und Aragonit zugegen sein können.

Über eine Anzahl von Versuchen und über die chemische und mineralogische Zusammensetzung der bei ihnen erhaltenen Bodenkörper gibt das nebenstehende von PULFRICH entworfene Diagramm und die beigefügte Tabelle Auskunft. In dem Diagramm ist auf der Ordinate die chemische Zusammensetzung des Bodenkörpers, auf der Abszisse dessen mineralogische Zusammensetzung aufgetragen. Durch das Molekularverhältnis $CaCO_3 : MgCO_3 = 1 : 1$ ist eine Parallele mit der Abszisse gezogen bis zur Ordinate für 100 % Dolomit. Verbindet man diesen Punkt mit den beiden Punkten für $CaCO_3 : MgCO_3 = 1 : 0$ und $= 0 : 1$, so zeigen diese Linien auf dem links liegenden Abschnitt für jede Abszissenparallele beliebiger Ordinatenhöhe die größtmöglichste Menge des Dolomits, die rechts liegenden Abschnitte im unteren Teil die Menge des daneben vorhandenen Kalkspats, im oberen Teil des Magnesits im Bodenkörper an, falls die Reaktion vollständig abgelaufen ist. In dieses Diagramm sind nun die Beobachtungen an den Bodenkörpern der umstehenden Versuche eingetragen (p. 550). Wir ersehen daraus, daß tatsächlich nebeneinander vorkommen: Kalkspat und Dolomit, diese beiden und Magnesit, auch Dolomit und Magnesit. In mehreren Fällen ist das Maximum an Dolomit nahezu erreicht. In den Fällen, wo alle drei Mineralien nebeneinander vorkommen, fällt auf die linke Seite der Dolomitlinie so viel Kalkspat bezw. Magnesit, als zur Erreichung des Maximalgehalts an Dolomit noch nötig wäre. Diese letzteren Versuche beweisen nun aber auch — wie sie überhaupt eine richtige Deutung der Versuche KLEMENT's[1] gestatten —, daß sich die endgültige chemische Zusammensetzung des Bodenkörpers schneller einstellt als seine mineralogische, wie schon KLEMENT vermutete. Sie beweisen auch, daß die Ausdehnung der Dolomitbildung abhängig ist von dem Verhältnis der Chlor- und Magnesiumionen zu den Calciumionen, von Druck, Temperatur und Zeit.

Mit dieser Untersuchung und ihren Ergebnissen ist nun unsere Einsicht in die Genesis der Dolomitgesteine um ein Wesentliches gefördert, denn was hier für den Vaterit gilt, trifft, wie SPANGENBERG[2] gezeigt hat, auch für die anderen Modifikationen des kohlensauren Kalks zu. Durchtränkung der Kalksedimente, junger oder alter, mit Magnesiumbicarbonatlösungen oder mit Lösungen anderer Magnesiumsalze führt bei Gegenwart von freier Kohlensäure und gewissen Lösungsgenossen wie Ammoniumsalzen und Chlornatrium unter mäßigem Überdruck und bei mäßiger Tempe-

[1] C. KLEMENT, Über die Bildung des Dolomits. TSCHERM. Min. u. petr. Mitt. N. F. **14**. 1895. 526–544.

[2] SPANGENBERG, l. c. Zeitschr. f. Krist. **52**. 1913.

Versuche Nr. 15—24 mit Magnesiumchlorid.

		I		II	III							IV		
Versuchsreihe		I		II	III							IV		
Versuchsnummer		15	16	18	20 ob	20 ut	21 ob	21 ut	22 ob	22 ut	22 ob II	23	24 ob	24 ut
Ausgangslösungen[1]	Vaterit	$\frac{2}{3}$	$\frac{2}{3}$	$\frac{2}{3}$	$\frac{2}{3}$	$\frac{2}{3}$	$\frac{2}{3}$	$\frac{2}{3}$	$\frac{2}{3}$	$\frac{2}{3}$	$\frac{2}{3}$	$\frac{2}{3}$	$\frac{2}{3}$	$\frac{2}{3}$
	$MgCl_2$	4	4	$\frac{2}{3}$	2	3	2	3	3	3	2,7	2,7	3,3	3,9
	Am Cl	$\frac{3}{4}$	$\frac{3}{4}$	$\frac{3}{4}$	$\frac{3}{4}$	$\frac{3}{4}$	$\frac{3}{4}$	$\frac{3}{4}$	$\frac{3}{4}$	$\frac{3}{4}$	$\frac{3}{4}$	$\frac{3}{4}$	$\frac{3}{4}$	$\frac{3}{4}$
	Na Cl	—	1,1	1,5	—	—	—	—	—	2	—	6	6,6	7,4
	Erwärmungsdauer in Std.	65	66	65	10	10	24	24	49	49	49	49	49	49
	Druck in Atm.	46	52	52	35	35	50	50	50	50	50	50	50	50
	Temperatur	147°	147°	117°	142°	142°	142°	142°	138°	138°	135°	135°	137°	137°
Bodenkörper	Mikroskopischer Befund der Bodenkörper	rh. Kör. Rhomb.	rh. Kör. Rhomb.	Arag. rh. Kör.	Arag. Rhomb. rh. Kör.	Rhomb. rh. Kör. Arag.	Arag. Rhomb. rh. Kör.	Rhomb. rh. Kör. Arag.	rh. Kör. Rhomb. Arag.	rh. Kör. Rhomb. (Arag.)	Rhomb. rh. Kör. Arag.	rh. Kör. Rhomb.	rh. Kör. Rhomb.	rh. Kör. Rhomb.
	Bauschanalyse $CaCO_3$ %	24,6	20.2	98,7	90,6	64.2	88,0	63,9	75,3	34,2	82.0	61,0	62,0	51,7
	Bauschanalyse $MgCO_3$ %	75,4	79,7	1,3	8,8	36,1	12,0	36,4	24,4	65,8	18.3	38,8	38.0	48,3
	Verhalten gegen Kobaltnitrat	weiß	weiß	violett	violett	hell-violett	hell-violett	hell-violett	hell-violett	weiß-violett	hell-violett	weiß	weiß	weiß
	Freies $CaCO_3$ %	4,8	0,1	99	83,4	52,8	79.6	49,3	68,8	17,2	76,9	15,1	24,7	10,1
	Dolomit %	36,5	37,0	—	13,2	20,6	15,5	26.9	12,0	31,3	9,2	84,6	68,8	76.7
	Freies $MgCO_3$ %	58.7	62.9	1	3,4	26,6	4,9	24,0	19.2	51,5	13.9	0,3	6,5	13,2

[1] … Zahlen beziehen sich auf Normallösungen.

ratursteigerung zur Dolomitbildung. Solche Verhältnisse treffen wir bei vielen natürlichen Vorkommnissen. Ich brauche nur zu erinnern an die Salztone, die vielfach Magnesit einschließen sollen, oder an die anderen die Zechsteinsalzlager begleitenden dolomithaltigen Schichten. Daß hier die geeigneten Temperaturen und Drucke geherrscht haben können, wird wohl kein Einsichtiger verkennen. Ich brauche nur daran zu erinnern, daß gerade an Bitumen reiche Kalke oder Kalke zoogener und phytogener Natur, in denen ausgedehnte Fäulnisprozesse stattgefunden haben, besonders gerne dolomitisiert sind. Ich brauche zu erinnern an das wolken- oder stockartige, auf Diffusions- oder Durchtränkungsvorgänge hinweisende Auftreten von Dolomiten in ausgedehnten Kalkablagerungen.

Von diesen Gesichtspunkten ausgehend hat es auf Veranlassung Linck's, noch ehe die Untersuchungen Pulfrich's abgeschlossen waren, G. Adolf[1] unternommen, die Dolomite des Röt in der Umgebung von Jena der Untersuchung zu unterwerfen.

Anschließend an die Gliederung des Röt durch Passarge[2] hat Adolf 77 verschiedene Bänke der mikroskopischen, mikrochemischen und reichlich ein Drittel davon auch der chemisch-analytischen Untersuchung unterzogen. Die Spangenberg'sche Einbettungsmethode war damals leider noch nicht ausgearbeitet, sonst hätte sich wohl manches Resultat mit größerer Schärfe feststellen lassen.

Die Dolomite treten in verschiedenen Graden der Reinheit auf, die man kurz etwa wie folgt charakterisieren kann:

I. Fast reine Dolomite (bis etwa 3,5 % Fremdbestandteile).
Äußerst harte, ungeschichtete, meist kristallinische Gesteine von unregelmäßigem, splittrigem Bruch und charakteristischer, rötlichgrauer Farbe. Meist reich an Versteinerungen. In diesen Zonen dann cavernös.

II. Unreine Dolomite (bis 50 % Fremdbestandteile).
a) Sandige Dolomite.
Graue, graugrüne bis gelbliche, lockere Dolomite von regelmäßigem, bankigem, plattigem Bruch, meist Schichtung und Streifung zeigend.
b) Tonige Dolomite.
Grünlichgraue, dichte, beim Berühren abfärbende Dolomite. Auf den Schichtflächen reichlich weißer Glimmer.

III. Dolomitische Sandsteine (über 50 % Fremdbestandteile).
Weißlichgrünliche bis gelbliche, glimmerreiche, geschichtete, z. T. sandsteinähnliche Bänke.

IV. Gipsdolomite.
a) Knotengipsdolomite.
Der Gips sitzt unregelmäßig verteilt in Knoten im Dolomit.
b) Spätige Gipsdolomite.
Der Gips bildet die Grundmasse, reichlich Dolomit einschließend. Spiegelnde Gipsflächen auf frischem Bruch.

---

[1] G. Adolf, Über die Dolomite des Röt in der Umgebung von Jena. Diss. Jena 1920 (unveröffentlicht).

[2] S. Passarge, Das Röt im östlichen Thüringen. Diss. Jena 1891.

Die Mächtigkeit der Bänke ist außerordentlich verschieden. Am dicksten sind die unreinen tonigen Dolomite, die eine Bankstärke bis zu 1,5 m erreichen können, deren Mächtigkeit aber auch heruntergehen kann bis auf 1,5 cm, was dem schnellen Auskeilen der Schichten durchaus entspricht. Die fast reinen Dolomite, wie die Tenuisbank, der Vulgarisdolomit und der Rhizokoralliumdolomit, aber auch die spätigen Gipsdolomite werden durchschnittlich 10—25 cm, die Knotengipsdolomite nur 1—2 cm stark. Die Mächtigkeit der dolomitischen Sandsteine schwankt zwischen 1,5 und 5 cm.

Diese Gesteine sind nun annäherungsweise auf folgende Art auf die verschiedenen Horizonte verteilt: Die fast reinen Dolomite findet man nahezu ausschließlich in so_1, und da fast nur im Bereich der Tenuisbank, ausnahmsweise in etwas höheren Lagen. Die unreinen Dolomite sind fast gleichmäßig auf alle Rötstufen verteilt, doch sind sie in so_1 mehr sandig und in so_3 mehr tonig, was dem allmählichen Übergang des Buntsandsteins in den Muschelkalk entspricht. Die Knotengipsdolomite liegen in so_1 in den Horizonten a und b, was wiederum ihre Analogie mit dem liegenden, durch Auslaugung von Gipskonkretionen löcherigen Chirotheriensandstein dartut. Dafür zeugt auch ein meist vorhandener Gehalt an Quarzsand. Die spätigen Gipsdolomite kommen zwar im Horizont a des so_1 auch vor, zumeist liegen sie aber im Horizont c und in so_2 in den Horizonten f und h. Tonige und sandige Dolomite sind am häufigsten, während Gipsdolomite und dolomitische Sandsteine am seltensten vorkommen.

Manche von den Gesteinen sind rein zoogener Natur, wie z. B. die Muschelbreccie in so_1, einen Wechsel zwischen fossilreichen und fossilarmen Zonen weist die Tenuisbank, ebenso die Bänke d und h und der Vulgarisdolomit in so_3 auf. Die sogen. Stromatoporiden der Tenuisbank sind vielleicht Sinterkrusten, weil sie unter dem Mikroskop keine Spur organischer Struktur erkennen lassen. Fossilfrei wurden einige tonige Bänke, die dolomitischen Sandsteine und die Gipsdolomite befunden.

In allen drei Rötstufen sind oolithische Ausbildungsformen der Carbonate anzutreffen, aber selten bilden die Oolithe den Hauptbestandteil des Gesteins, so an einzelnen Stellen im Horizont d. Sie sind zum großen Teil beschädigt oder zersprengt und nachträglich durch sekundären Kalkspat wieder ausgeheilt, bald konzentrisch-schalig und radialfaserig, bald körnig, manchmal ausgelöst wie im Schaumkalk. So liegen sie unregelmäßig in der Grundmasse verteilt, auch gerne auf sandige Streifen im Gestein beschränkt.

Der Mineralbestand ist, abgesehen von Quarz, Feldspat und Glimmer in den sandführenden und abgesehen von den tonigen Substanzen in den tonführenden Gesteinen, abgesehen auch von den seltenen Akzessorien Pyrit und Apatit, ein äußerst eintöniger. Der einzige wesentliche Bestandteil ist ein etwas ankeritischer Dolomit, der teils in unregelmäßigen bis 0,01 mm großen xeno-

morphen Körnern, teils in bis zu 0,9 mm großen automorphen Rhomboedern auftritt. Er umschließt gern tonige oder bituminöse Substanzen, und zwar um so mehr, je kleiner die Körner sind. Die größten und reinsten Individuen erscheinen auch öfters als xenomorphe Füllmasse zwischen den anderen Bestandteilen. Alle Oolithe bestehen aus Dolomit. — Der Gips in den Knotengipsdolomiten tritt in bis 1 cm großen Konkretionen auf, die öfters ausgelaugt sind. In den spätigen Gipsdolomiten hingegen bildet er große nach der Hauptspaltfläche tafelige Kristalle, die mit der Spaltfläche meist parallel der Schichtfläche liegen und die Dolomitkristalle oder die Oolithe poikilitartig umschließen. — Chalcedon ist ein häufiger nebensächlicher Gemengteil und erinnert uns an die Carneolbänke des Chiroteriensandsteins. — Kalkspat tritt uns nur als sekundäres Ausfüllungsmaterial von Hohlräumen, besonders auch als solches derjenigen des stets von oben her ausgelösten Knotengipses auf. — Als ferneres Zersetzungsprodukt trifft man allüberall Eisenhydroxyd.

Die Struktur der reinen grobkörnigen Dolomite kann man als panidiomorph-körnig, die der unreinen als psammitisch und pelitisch, die der spätigen Gipsdolomite als poikilitisch bezeichnen. Die Textur ist im allgemeinen schichtig, wird aber um so mehr massig, je reiner der Dolomit wird. Selten findet sich Sintertextur wie bei den Kalaharikalken PASSARGE's [1]. Ausgelaugte fossilreiche Bänke werden gern rauchwackenähnlich, ausgelaugte Knollengipse löcherig.

Über den chemischen Befund geben nachstehende Analysentabellen Auskunft. Diese Ergebnisse befinden sich im allgemeinen in guter Übereinstimmung mit dem mineralogischen Befund. Es ist nur zu beachten, daß zwar im allgemeinen das Verhältnis $CaCO_3 : MgCO_3 = 1 : 1$ ist, also der Dolomitzusammensetzung entspricht, aber doch in einer nicht unbeträchtlichen Anzahl von Fällen zuungunsten des Calciums davon abweicht. Dies entspräche dem Vorkommen von Magnesit, der zwar mikroskopisch nicht bestimmt wurde, was seinen Grund in der Schwierigkeit der Feststellung haben kann. Der Überschuß an Magnesium wird noch viel größer, wenn man das Eisen wenigstens zum großen Teil mit an Kohlensäure gebunden erachtet. So käme man bei manchen Gesteinen auf einen Magnesit- bezw. Sideritgehalt von etwa 10 %. Zu einer ähnlichen Betrachtung fordert aber auch die Tatsache heraus, daß in den Gesteinen doch nicht unerhebliche Mengen von sekundärem Kalkspat gefunden wurden, der sich aus vielen Analysen ohne die Annahme vom Vorhandensein von Magnesit oder Braunspat nicht errechnen läßt. Es ist also höchst wahrscheinlich, daß diese Mineralien in geringer Menge in den Gesteinen vorhanden sind.

Gehen wir nach diesen Feststellungen zur Betrachtung der lithogenetischen Verhältnisse im Rötmeer über, so beachten wir zunächst den unbestritten litoralen Charakter aller Rötbildungen. Gegen Ende der Zeit des mittleren Buntsandsteins tritt

[1] S. PASSARGE, Die Kalahari. Berlin 1904.

No.	Stufe	In HCl unlösl.	Fe_2O_3, Al_2O_3 u. FeO	CaO	MgO	Glühverlust	Sa.	Berechnet CO_2	$CaCO_3$	$MgCO_3$	$MgCO_3 : CaCO_3$
1	so_3	8,76	1,74	26,66	19,01	43.44	99,61	41.83	47,57	39,93	1 : 1,004
2	so_3	31,33	2,08	20,94	14,28	31,91	100,54	32,02	37,37	29,83	1 : 1,0543
3	so_2	81,36	2,40	4,85	3,31	7,64	99,56	7,41	8,66	6,91	1 : 1.055
4	so_2	16,75	2,17	24,22	18,16	38,15	99,45	38,81	43,22	37,97	1 : 0.9594
5	so_1 VIII	16,39	4,59	23,34	17,11	37,94	99,37	36,62	41,63	35,44	1 : 0.9898
6	so_1 VIII	62,64	1.88	10,68	7,65	16,37	99,22	16,71	19,04	16,00	1 : 1,0024
7	so_1 VIII	8,46	1,23	28,17	19,56	42,69	100,11	43,05	50,27	40,51	1 : 1.045
8	so_1 VIII	22,6 lösl.Sil. 4,5	1,4 u. FeO =0,68	—	—	—	97,60	—	35.5	32,5	1 : 0.9203
9	so_1 VIII	46,87	1,62	15,51	11,60	24.53	100,13	25,57	27.66	24,02	1 : 0,9702
10	so_1 VIII	66,7 lösl.Sil. 4,8	0,9	—	—	—	101,5	—	16,0	13,1	1 : 1.029
11	so_1 VIII	31,3	1.2	—	—	—	99,7	—	37,5	29,7	1 : 0,9619
12	so_1 VI	3,13	1,42	29,39	20,58	45,23	99,75	45,09	52,43	42,63	1 : 1.036
13	so_1 VI	2,72	2.26	—	—	—	98,65	—	34,50	14.96	$CaSO_4$ 44.21 — 1 : 1.94
14	so_1 V	17,70	1,49	25,15	17.25	38,40	99.99	38,38	44,87	35,73	1 : 1,058
15	so_1 III	18,48	2,63	24,06	17,12	37,68	99,97	37.37	42,91	35,46	1 : 1.020
16	so_1 III	22,22	2,79	22,99	16,14	35,92	100,06	35,48	41,02	33.43	1 : 1.034
17	so_1 II	3.21	2,77	29,24	19,85	44,83	99,90	44,38	52,16	41,10	1 : 1,069

Makroskopischer Befund	Mikroskopische Ergänzung	Fundstelle	Analytiker
rötlichgrauer, fossilreicher typischer Dolomit	dichter, fein- bis mittelkrist., wenig verunrein. Dolomit	Kugelberg O (Bl. Orlamünde) Vulgarisdolomit	Adolf
toniger, sandiger Dolomit, z. T. Sandstreifen führend	feinkr. tonig., stellenweise sand. Dolomit	Dorlberg O (Bl. Bürgel) 1. Bank unter Vulgarisdolomit	Adolf
grüner. toniger Dol. mit sandig. Streifen	Sandstein mit dolom. Bindemittel	Dorlberg (Bl. Bürgel)	Adolf
grauer u. grünl. Dol., sandig u. tonig	fein- bis mittelkrist., z. T. sandig. Dolomit	Gr.-Löbichau (Bl. Bürgel) 2. Bank über Malachitbank	Adolf
graugrüner, toniger Dolomit	feinkrist., dichter Dolomit	Kugelberg—Gumperda (Bl. Kahla) Bank über Rhiz.-Dolomit	Adolf
graugrüner, fossilreicher, stark sand. Dolomit	Sandstein bis stark sand. feinkrist. Dol.	Str. von Gr.-Löb.—Jenalöbnitz (Bl. Bürgel) Rhizokoralliumdolomit	Adolf
graugrüner Dolomit	dichter, feinkr. Dol. mit sandig. Streifen	Kugelberg—Gumperda (Bl. Kahla) Rhizok.-Dolomit	Adolf
—	—	Kugelberg—Gumperda Rhizok.-Dolomit	E. E. Schmid
sandiger, graugrüner Dolomit	feinkr., dichter, z. T. stark sand. Dolomit	Drakendorf (Bl. Kahla) Rhizok.-Dolomit	Adolf
—	—	Jenzig (Bl. Jena) Rhizok.-Dolomit	E. E. Schmid
—	—	Hausberg (Bl. Jena) Rhizok.-Dolomit	H. Wackenroder (28)
gelber, mürber, toniger Dolomit	trüber, feinkrist. Dolomit	Wöllnitz (Bl. Jena) Muschelbreccie, ob. Teil	Adolf
—	—	Talstein (Bl. Jena) Muschelbreccie	H. Schillbach
zieml. harter, gelber Dolomit	grobkristalliner, z. T. toniger Dolomit	Kugelberg—Gumperda (Bl. Kahla) Horizont d	Adolf
harter, blaugrüner, schwach toniger Dolomit	dichter, feinkrist., z. T. sand. Dolomit	Wöllnitz (Bl. Jena) Sauriersandstein	Adolf
grüner, harter, sandiger Dolomit	feinkrist., dichter, toniger Dolomit	Str. Großlöb.—Jenalöbnitz (Bl. Bürgel) Sauriersandstein	Adolf
harter, dichter, gelbgrauer Dolomit	mittelkrist., schwach toniger Dolomit	SSO v. Gr.-Löbichau (Bl. Bürgel) Bank über Tennisbank	Adolf

No.	Stufe	In HCl unlösl.	Fe_2O_3, Al_2O_3 u. FeO	CaO	MgO	Glühverlust	Sa.	Berechnet			
								CO_2	$CaCO_3$	$MgCO_3$	$MgCO_3 : CaCO_3$
18	so_1 II	3,19	1,84	29,87	19,91	45,63	100,54	45,03	53,46	41,24	1 : 1,002
19	so_1 II	2,37	1,81	29,34	20,17	45,43	99.12	44,81	52,33	41,78	1 : 1,053
20	so_1 II	28,60	5,84	19,74	14,26	31,74	100,18	30,89	35,21	29,53	1 : 1.006
21	so_1 II	1,80	2,23	29,97	20,20	45,79	99.99	45,33	53.45	41,83	1 : 1.077
22	so_1 II	2.53	2,10	32.24	17,78	45,59	100,24	44.50	57,51	36,82	1 : 1.347
23	so_1 II	8,78	2,34	27,60	18.78	42,62	100.12	41,95	49,23	38,89	1 : 1,066
24	so_1 II	26,83	3,20	—	—	—	100,45	—	29,01	30,67	$CaSO_4$ $2H_2O$ 10.74 — 1 : 0.797
25	so_1 II	19,52	2,56	24,76	16,70	36,88	100,42	37.47	44,17	34,60	1 : 1,076
26	so_1 II	24,51	3,35	21,93	15,41	34,13	99,33	33.85	39,12	31,91	1 : 1.033
27	so_1 I	49,98	4,46	14,53	8,89	21,59	99.47	21,01	25,92	18,41	1 : 1.186
28	so_1 I	24.16	5.41	21.97	13,72	34,53	99,79	32,10	39.18	28,42	1 : 1.162
29	so_1 I	20,13	2,60	23,51	16,54	36,78	99,56	36,29	41,94	34,25	1 : 1,032
30	so_1 I	64,26	3,30	9,65	6,77	16,14	100,12	14,89	17,22	14,03	1 : 1,034
31	so_1 I	20,53	2,53	23,51	16,87	36,55	99,99	36,67	41.93	34,94	1 : 1,011
32	so_1 I	21,68	3,77	22,06	16,01	35,70	99.22	34,59	39.35	33,17	1 : 0.999
33	so_1 I	40,67	3,22	17,35	12,05	26,65	99.94	26,61	30,94	24,95	1 : 1,045
34	so_1 I	31,34	4,17	19,11	14,11	31,08	99,81	30,22	34,10	29,21	1 : 0,983

Makroskopischer Befund	Mikroskopische Ergänzung	Fundstelle	Analytiker
typischer, fossilreicher Dolomit	zieml. reiner, grobkrist. Dolomit	SO v. Schiebelau (Bl. Kahla) Tenuisbank	Adolf
harter, fossilreicher, gelber Dolomit	zieml. reiner, mittel- bis grobkrist. Dol.	Gumperda NW (Bl. Kahla) Tenuisbank	Adolf
dichter, graugrüner, tonig-sandiger Dol.	sandiger, mittel- bis grobkrist. Dolomit	Kugelberg—Gumperda (Bl. Kahla) Tenuisbank (1)	Adolf
typischer, fossilreicher Dolomit	grobkrist. Dolomit	Kugelberg—Gumperda Tenuisbank (2)	Adolf
typ., fossilr. Dolomit	grobkrist. Dolomit	Kugelberg—Eichenberg (Bl. Kahla) Tenuisbank	Adolf
typischer Dolomit	zieml. reiner, grobkrist. Dolomit	Drakendorf (Bl. Kahla) Tenuisbank	Adolf
—	—	Drakendorf, Tenuisbank	H. Schillbach
harter, fossilreicher, sandiger Dolomit	mittel-bis grobkrist. reiner bis sand. Dol.	Hausberg (Bl. Jena) Tenuisbank	Adolf
grünl., toniger und grauer, sand. Dolomit	mittel-bis grobkrist. ton. u. sand. Dolomit	Str. Gr.-Löb.—Jenalöbnitz (Bl. Bürgel) Tenuisbank	Adolf
gelber, toniger und sandiger Dolomit	mittelkrist., z. T. stark sandiger Dolomit	Gumperda N (Bl. Kahla) Horizont I (α?)	Adolf
graugrüner, harter, sandiger Dolomit	grobkrist., sandiger Dolomit	Gumperda NO (Bl. Kahla) Horizont I (α?)	Adolf
raugrüner, anscheinend toniger Dolomit	grobkrist., sandiger u. toniger Dolomit	Kugelberg—Eichenberg (Bl. Orlamünde) Horizont I α	Adolf
raubrauner, sandig. Dolomit	Sandstein mit grobkristallinem Bindem.	Engerda SW (Bl. Rudolstadt) Horizont I	Adolf
ötlich-grauer, sand. Dolomit	grobkrist. toniger Dolomit	Drakendorf (Bl. Kahla) Horizont I α	Adolf
raugelber, toniger Dolomit	mittelkristalliner, toniger Dolomit	Jenalöbnitz SSO (Bl. Bürgel) Horizont I α	Adolf
üner, toniger und auer, sand. Dolomit	toniger, mittel- bis grobkrist. Dolomit mit sand. Streifen	Str. Großlöb.—Jenalöbnitz (Bl. Bürgel) Horizont I α	Adolf
üner, toniger und auer, sand. Dolomit	mittel-bis grobkrist., z. T. stark sand. Dol.	Str. Großlöb.—Jenalöbnitz (Bl. Bürgel) Horizont I β	Adolf

ein allmähliches Einsinken des Landes unter den Meeresspiegel ein. Es wird viel klastisches Material, sei es durch Wasser oder Wind, zugeführt — die Gipsablagerungen also die hohe Konzentration der Salzlösungen sprechen für das letztere. Mit der Ausdehnung der Überflutung treten die sandigen Beimengungen immer mehr zurück und die tonigen nehmen zu. Mit zunehmender Tiefe des Meeres nehmen auch diese ab und die kalkigen Sedimente nehmen überhand (Übergang in den Muschelkalk). In diesen salzreichen Lagunen, für deren Salzreichtum ja auch die vielen Steinsalzpseudomorphosen und die mancherorts vorkommenden Salzlager des Röt sprechen, war wohl ein reiches organisches Leben, denn wir haben ganz aus Kalkschalen bestehende Bänke, und diese Tiere müssen doch von etwas gelebt haben. Es haben also offenbar auch hier, wie es für manche Buchten des Mittelmeeres nachgewiesen ist, Zeiten besonders reichen floristischen (Algen etc.) und Zeiten besonders reichen faunistischen Lebens in Wechselwirkung miteinander gestanden. Dazwischen haben wieder vollständige Trockenlegungen stattgefunden, wie die Trockenrisse und die Steinsalzpseudomorphosen beweisen. In den ausgedehnten Faulschlammbildungen, die auf genannte Weise zustande kamen, erfolgte die Bildung von Ammoniumcarbonat. Dieses erzeugt aus dem Meerwasser die Fällung von Calciumcarbonat, z. T. jedenfalls in Form von Sphärolithen. Es tritt weiterhin die Bildung von Magnesiumcarbonat aus Magnesiumsulfat und -chlorid ein. Dies bleibt aber erfahrungsgemäß größtenteils als Magnesiumbicarbonat in Lösung. Wir haben demnach jetzt folgende Sedimente: Terrestrischen Sand und Staub, zoogene Kalke, minerogene Kalke (meist oolithisch), etwas durchsetzt mit Magnesium- oder Ammoniummagnesiumcarbonat (schwerlöslich) und mit Fäulnisprodukten, event. auch Gips und Steinsalz. Diese Sedimente werden durchtränkt von Lösungen, welche enthalten: Ammoniumsulfat und -chlorid, Magnesiumsulfat und -chlorid, Magnesiumbicarbonat und Chlornatrium neben freier Kohlensäure. Tritt nun später eine Druckerhöhung und Erwärmung ein, so sind alle Bedingungen gegeben, unter welchen sich die Sedimente, teils nach dem Schema von Spangenberg, teils nach dem von Pulfrich, in Dolomit umwandeln können. Dabei kann auch Gips neu entstehen, und die spätigen Gipsdolomite sind vielleicht so entstanden, wie wir umgekehrt in den Rötgipsen auch Dolomitkriställchen antreffen.

Wir sehen, die Sache ist reichlich verwickelt, aber die Natur hat eben immer, wie schon Goethe sagt, verschiedene Wege, um zum gleichen Ziele zu gelangen. Wir haben gedacht, die Rötdolomite bildeten ein einfaches Problem, und es hat sich gezeigt, daß es besonders verwickelt ist. Immerhin dürfte einige Klärung geschaffen sein. Vielleicht sind andere Dolomite in einfacherer und eindeutigerer Weise lithogenetisch zu betrachten.

Jena, Mineralog. u. Geol. Institut, im April 1921.

Zur Frage der Altersstellung des schwäbischen Tertiärs.

Von **W. Wenz** in Frankfurt a. M.

In No. 15/16 des Centralblattes 1920 ist die Altersfrage des schwäbischen Tertiärs von W. O. Dietrich und F. Kautsky von neuem aufgerollt worden. Die beiden Autoren kommen dabei zu einer Altersgliederung der Ablagerungen, die in manchen Punkten von der abweicht, wie ich sie hauptsächlich auf Grund der Untersuchung der Land- und Süßwasserfaunen angenommen hatte [1]. Dies veranlaßt mich, hier noch einmal kurz die Gründe darzulegen, die zu der von mir vertretenen Altersgliederung geführt hatten.

Der Unterschied unserer Auffassung hinsichtlich der unteren Süßwassermolasse oder *Rugulosa*-Schichten besteht darin, daß Dietrich und Kautsky deren unterste Abteilung, die *Ramondi*-Schichten aus dem Chattien, wohin ich sie gestellt hatte, herausnehmen und zusammen mit den Öpfinger und Thalfinger Schichten dem Aquitanien zuweisen wollen. Das so umgrenzte Aquitanien wird dann noch ins Oligocän gestellt. Durch dieses Vorgehen wird auch die alte Streitfrage der Oligocän-Miocängrenze von neuem aufgerollt.

Will man sich über die Begrenzung und Stellung des Aquitanien klar werden, so darf man nicht vergessen, daß diese Stufe von Mayer-Eymar in der Aquitaine als typische Lokalität aufgestellt worden ist, und man wird vor allem auch die grundlegenden Untersuchungen von Dollfus über diese Stufe mit heranziehen müssen [2]. Dollfus hat hier eingehend dargelegt, welche Glieder die von Mayer 1857—58 aufgestellte Stufe an der typischen Lokalität umfaßt; daß sie mit der marinen Transgression der Faluns de Bazas beginnt, die ihre unterste Abteilung bilden, daß darüber die Faluns de Lariey folgen und der Calcaire gris de l'Agenais den Abschluß bildet. Nicht zum Aquitanien im Mayerschen Sinne gehört dagegen der im Liegenden der beiden Faluns auftretende Calcaire blanc de l'Agenais. Es muß dies besonders deshalb hervorgehoben werden, da dieses Schichtglied und seine Äquivalente früher irrtümlich von anderen Autoren ins Aquitanien gestellt worden sind. In Übereinstimmung mit Depéret u. a. bezeichnet Dollfus a. a. O. diesen Horizont als Stampien supérieur = Oligocène sup., später als Kassélien = Chattien (Fuchs), welche Bezeichnung besser dafür einzutreten hat. Auch ich halte es

[1] W. Wenz, Die Öpfinger Schichten der schwäbischen *Rugulosa*-Kalke und ihre Beziehungen zu anderen Tertiärablagerungen. Jahresber. u. Mitt. d. Oberrhein. geol. Ver. N. F. V, 2. p. 162—196; — Die Thalfinger Schichten der schwäbischen *Rugulosa*-Kalke und ihre Beziehungen zu anderen Tertiärablagerungen. Ibid. VII. p. 6—29.

[2] G. F. Dollfus, Essai sur l'étage Aquitanien. Bull. Serv. Carte géol. France. XIX. No. 124. p. 379—506.

durchaus für richtig, das Oberoligocän mit dem Typus der Casseler Meeressande als besondere Stufe auszuscheiden und das Stampien auf das Mitteloligocän zu beschränken, habe aber gelegentlich dem früher geübten Gebrauche Rechnung getragen, indem ich die ältere Bezeichnung mit aufnahm. Dollfus hat sich durch diese Untersuchungen zweifellos das große Verdienst erworben, Klarheit in die Frage des Umfanges und der Begrenzung des Aquitanien gebracht zu haben. Während er früher das Aquitanien in seinem zu Unrecht erweiterten Umfange noch zum Oligocän stellte, kommt er nunmehr nach der Elimination des nicht hierher gehörigen zu dem Ergebnis, daß das Aquitanien s. str. als unterstes Miocän aufzufassen ist. Bezüglich der Einzelheiten muß hier auf die Arbeit von Dollfus und die sich daran anschließende Diskussion hingewiesen werden.

Auf Grund des Vergleiches der Land- und Süßwassermolluskenfauna war ich zu dem Ergebnis gekommen, daß die schwäbischen *Ramondi*-Schichten das genaue Äquivalent des Calcaire blanc de l'Agenais darstellen; ebenso wie die Hochheimer Landschneckenkalke des Mainzer Beckens, die Süßwasserkalke von Wärzen usw., wie denn gerade dieser Horizont recht weite Verbreitung besitzt. Auf Grund des Vorangegangenen durfte er daher nicht mehr ins Aquitanien gestellt werden, sondern vielmehr an die obere Grenze des Chattien. Wenn nun neuerdings Dietrich und Kautsky die schwäbischen *Ramondi*-Schichten wieder dem Aquitanien zufügen, so wäre zunächst der Nachweis zu erbringen, daß die von mir vorgenommene Parallelisierung nicht zu Recht besteht. Für diese Annahme scheint mir jedoch nichts zu sprechen; im Gegenteil zeigen alle diese Schichten eine so gute Übereinstimmung ihrer Faunen, besonders auch der Leitformen, wie man es nur wünschen kann. Die wichtigsten dieser leitenden Arten *Plebecula ramondi* (Brongn.) geht weder in Frankreich noch im Mainzer Becken noch in Schwaben in höhere Horizonte. Ebenso wichtig als diese Art und ebenso leitend sind: *Helicodonta lapicidella* (Thomae), *Cepaea hortulana* (Thomae), *Parachloraea oxystoma* (Thomae), *Ericia antiqua* (Brongn.), ferner *Klikia* (*Klikia*) *osculum osculum* (Thomae), *Tropidomphalus arnoldi* (Thomae), *Archaegopis discus* (Thomae), *Strophostoma tricarinatum* M. Braun. Auch die *Galactochilus*-Art dieser Schichten, *G. brauni ehingense* (Klein) schließt sich eng an die Hochheimer Form an und ist nicht, wie man früher annahm, mit der Form der *Omphalosagda*-Schichten identisch, die vielmehr nur als schwache Varietät der Form der Hydrobienschichten des Mainzer Beckens aufgefaßt werden muß: *G. inflexum* (Zieten) und *G. inflexum mattiacum* (Stein.). Die Zuteilung dieser Schichten zum Aquitanien erscheint mir um so bedenklicher, als damit natürlich ältere Faunenelemente in diese Stufe hineingebracht würden, und zwar typisch oligocäne, die dann Veranlassung bieten könnten, die ganze Stufe ins Oligocän zu stellen, wie dies auch hier geschehen ist.

In Frankreich und im Mainzer Becken sind die *Ramondi*-Schichten durch eine marine Transgression von den jüngeren Süßwasserbildungen, dem Calcaire gris de l'Agenais, bezw. den *Corbicula*- und Hydrobienschichten getrennt. In Schwaben ist dies nicht der Fall[1]. Allein es ändert das nichts an der Tatsache, daß die *Omphalosagda*-Schichten Äquivalente dieses Horizontes darstellen, was die leitenden Formen dieser Stufe wie: *Cepaea girondica* (Noulet), *Tropidomphalus minor* Fischer et Wenz, *Eualopia bulimoides* (Thomae), *Viviparus pachystoma* (Sandb.), *Ericia bisulcata* (Zieten), sowie die Säugetierfaunen dartun. Sie gehören somit ins Aquitanien. Sie ins Burdigalien zu stellen, wie dies neuerdings Oppenheim vorschlägt, wird weder durch die Molluskenfauna noch durch die Säugetierfauna begründet, was auch Dietrich und Kautsky betonen. Wenn auch in Schwaben marine Zwischenschaltungen zwischen beiden Süßwasserhorizonten fehlen, so erweist sich doch der jüngere selbst als transgredierend, und es bleibt noch zu untersuchen, ob nicht in Schwaben wenigstens eine Sedimentationslücke zwischen beiden vorhanden ist.

Das, worauf es mir bei meinen Untersuchungen in erster Linie ankommt, ist die Parallelisierung der Süßwasserablagerungen und die Herausarbeitung geeigneter Leitfaunen. Weniger berührt mich die Frage, wohin man die Oligocän-Miocängrenze legen will. Hier gehen die Ansichten noch stark auseinander. Dollfus, Haug, de Lapparent und eine größere Anzahl französischer Autoren legen sie an die untere Grenze des Aquitaniens, andere, wie Oppenheim, Stehlin und die beiden Verfasser, an die obere. Diese Frage läßt sich aber nicht auf einem eng begrenzten Gebiet lösen, wie es die schwäbischen Tertiärbildungen einnehmen, sondern besitzt viel allgemeineren Charakter. Hält man sich streng an das historisch Gewordene, d. h. an die Begrenzung, wie sie Beyrich in Norddeutschland durchgeführt hat, so darf man nicht auch die Säugetierfaunen zur Entscheidung dieser Frage heranziehen, da hierdurch ein ganz neues Gliederungsprinzip zur Anwendung kommt und die so gezogenen Grenzen nicht mit den ursprünglichen zusammenzufallen brauchen. M. E. kann die Frage der Oligocän-Miocängrenze überhaupt nur durch ganz umfassende stratigraphische und paläontologische Untersuchungen, durch Vergleichung der in Frage kommenden norddeutschen und französischen Ablagerungen entschieden werden. Ansätze hierzu sind vorhanden und es wäre zu wünschen, daß die Untersuchungen in nicht allzuferner Zeit zum Abschluß kämen.

Beachtenswert scheint mir in diesem Zusammenhang die Tatsache, auf die meines Wissens Steuer zuerst aufmerksam gemacht hat, die Übereinstimmung mariner Formen der Cyrenenmergel des

[1] Auch in Frankreich treffen wir östlich des Hauptverbreitungsgebietes, z. B. auf Blatt Cahors, ähnliche Verhältnisse. Die Schichten mit *Ostrea aginensis* keilen aus und die beiden Kalke lassen sich nur durch ihre Fossilien voneinander trennen (Dollfus, l. c. p. 452).

Mainzer Beckens mit denen der Casseler Meeressande. Sind wir auf Grund dieser Übereinstimmung zu einer Parallelisierung des Cyrenenmergels und der im unmittelbaren Anschluß gebildeten Hochheimer Landschneckenkalke mit den Casseler Meeressanden, d. h. mit dem typischen Chattien berechtigt, so müssen die durch eine neue Transgression (der Cerithienkalke) eingeleiteten jüngeren Schichten aquitanischen Alters ins Untermiocän gestellt werden. Die Folgerungen, die daraus für die Altersstellung der schwäbischen Ablagerungen zu ziehen sind, liegen klar auf der Hand.

Was die Frage des Alters der schwäbischen Meeresmolasse betrifft, die die beiden Autoren in erster Linie beschäftigt, so kann ich mich hier nicht auf eigene Spezialuntersuchungen der Faunen stützen und bin auf das angewiesen, was bisher darüber bekannt geworden ist. Depéret[1] hat sie eben auf Grund ihres Fossilinhalts an die unterste Grenze des Vindobonien gestellt, und die meisten Autoren sind ihm darin gefolgt. Auch ich habe mich ihm in diesem Punkte angeschlossen und kann seinen Folgerungen kaum neues hinzufügen. Bestimmend ist für mich in erster Linie das Auftreten von Formen, die zum erstenmal in der 2. Mediterranstufe vorkommen wie *Cardita jouanneti*. Wenn Suess 1891 behauptet, daß diese Form von Ermingen und St. Gallen nicht mit der der 2. Mediterranstufe identisch sei, so stellt Depéret (1893, l. c. p. 240) das Gegenteil fest. Der Hauptwert scheint mir aber gerade auf die neu auftretenden Formen zu legen zu sein, da es sehr wohl möglich ist, daß bei einer mangelhaften Verbindung der einzelnen Teilbecken die Faunen nur langsam eindrangen und sich die ältere Fauna vielleicht hier länger hielt als an anderen Orten. Daß die älteren Horizonte der 1. Mediterranstufe, wie sie in der Schweiz vorkommen, in Schwaben nicht vertreten sind, würde sich auch aus der von Dietrich und Kautsky vertretenen Anschauung erklären, daß das Meer allmählich nach Norden vorrückt und später in Schwaben eindringt.

Wichtig ist jedenfalls der Umstand, auf den auch die beiden Autoren besonders hinweisen, daß die Meeresmolasse diskordant auf der Unterlage ruht, aber nach oben in die Brackwassermolasse übergeht. Die Brackwassermolasse selbst wird von ihnen den *Oncophora*- bezw. Grunder Schichten gleichgestellt. Diese Annahme liegt in der Tat recht nahe; doch ist dabei zu bedenken, ob nicht die *Oncophora*-Faunen wesentlich faziell bedingt sind und an verschiedenen Stellen vielleicht auch zeitlich verschieden auftreten konnten, sobald die Bedingungen hierfür gegeben waren. Dafür ließe sich wohl auch der Umstand anführen, daß keine völlige artliche Übereinstimmung dieser Faunen im Wiener Becken und in Schwaben vorhanden ist. Auffällig ist auch, daß die Säugetierfauna der Brackwassermolasse einen jüngeren Eindruck macht, als man nach dieser Stellung erwarten könnte, was auch den beiden

[1] Depéret, Sur la classification et le parallélisme du système miocène. Bull. Soc. Géol. France. (3.) XXI. p. 170—266. 1893.

Autoren nicht entgangen ist. Daß überdies die Frage der Stellung der *Oncophora*-Schichten auch heute noch nicht völlig geklärt ist, zeigen die neuen Untersuchungen von RZEHAK[1], die uns mit der Tatsache vertraut machen, daß in Mähren *Oncophora*-Schichten unter einem Schlierhorizont beobachtet worden sind. Es läßt das verschiedene Deutungen zu: darunter auch wohl die oben angeführte.

Daß höhere Horizonte als der Grunder in der schwäbischen und Schweizer Meeresmolasse nicht vertreten sind, hat bereits DEPÉRET wahrscheinlich gemacht. Es bleibt somit m. E. die Möglichkeit offen, daß die schwäbische Meeresmolasse ganz oder z. T. (ob zusammen mit der Brackwassermolasse oder nicht möge dahingestellt bleiben) dem Grunder Horizont angehört[2]. Aber selbst wenn man mit DIETRICH und KAUTSKY annimmt, daß ein Teil der Schichten dem Schlier entspricht, so bleibt immer noch die Frage offen, wohin man den Schlier zu stellen hat. Auch darüber gehen die Ansichten noch auseinander. Während F. E. SUESS ursprünglich geneigt war, ihm eine vermittelnde Stellung zwischen 1. und 2. Mediterranstufe zuzuweisen, ist er von den einen ins Burdigalien, von anderen, wie HAUG[3], als Beginn der neuen Transgression ins untere Vindobonien gestellt worden. Es handelt sich eben auch hier weniger um prinzipielle Fragen der Altersstellung bezw. Parallelisierung, worüber die Ansichten nur wenig differieren, als vielmehr um die der Abgrenzung von Burdigalien und Vindobonien. Letzten Endes wird die Frage, ob wir in der schwäbischen Meeresmolasse Burdigalien oder Vindobonien oder beides vor uns haben, sich erst dann entscheiden lassen, wenn eine neue gründliche Bearbeitung der Fauna vorliegt. Jedenfalls ist es ein Verdienst der beiden Autoren, das Problem hier von neuem aufgerollt zu haben.

Zum Schlusse noch eine kurze Bemerkung über die *Silvana*-Schichten. DIETRICH und KAUTSKY stellen sie ins obere Vindobonien und Sarmatien, begreifen also (p. 248, 252) noch den Flinz, Steinheim usw. mit ein. Hier möchte ich, wie ich das schon an anderer Stelle getan habe[4], für eine schärfere Trennung eintreten. Als *Silvana*-Schichten sollten nur die *Cepaea silvana*-führenden Schichten bezeichnet werden (oberes Vindobonien = Tortonien), während die nach Mollusken und Säugetierfauna jüngeren Bildungen mit *Cepaea sylvestrina* und ihren Subspezies (Ries, Steinheim, Hegau, Uracher Maartuffe) besser als *Sylvestrina*-Schichten (Sarmatien) davon getrennt werden, da in ihnen *Cepaea silvana* nicht mehr vorkommt.

---

[1] RZEHAK, Das Miocän von Brünn. Verh. d. nat. Ver. Brünn. 56. 1919.

[2] Anmerkung bei der Korrektur: Vgl. auch die inzwischen erschienene Untersuchung: H. LUTZEIER, Beiträge zur Kenntnis der Meeresmolasse in der Ulmer Gegend (N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XLVI. p. 117—180), die bezüglich der Altersstellung zu demselben Ergebnis kommt.

[3] HAUG, Traité de Géologie. II. p. 1635 ff.

[4] WENZ, Über das Vorkommen von *Cepaea eversa larteti* (BOISSY) in den schwäbischen *Silvana*-Schichten und seine Bedeutung für deren Gliederung. Senckenbergiana. II. p. 151—158.

Erklärung zu vorstehendem Aufsatz des Herrn W. Wenz.

Dank dem Entgegenkommen der Redaktion kann ich — in Abwesenheit meines Mitarbeiters — W. Wenz sofort antworten. Wir hatten uns gegen seine Parallelisierung der chattischen Stufe mit einem Teil der stampischen gewandt, weil sie unbedingt falsch ist. Mit dem Alter der *Ramondi*-Schichten hat dies nichts zu tun, und wir haben keine Veranlassung, darauf einzugehen. Wir erlauben uns nur anzufügen, daß die Verbreitung der schwäbischen *Ramondi*-Kalke und ihre Beziehungen zu den *Omphalosagda*-Schichten zurzeit erneut untersucht werden. Um das Burdigal in Schwaben können wir auch nicht streiten, da weder Wenz noch wir seine Fauna revidiert haben. Wir möchten nur bemerken, daß die Erminger sogen. *Cardita Jouanneti* in Fraas, Petrefaktensammler 1910. Taf. 64 Fig. 3, abgebildet ist, so daß die Verschiedenheit dieser Form von der echten *C. Jouanneti* (siehe z. B. Hoernes, Foss. Moll. Wien. Beck. Taf. 35 Fig. 7—12) für jedermann leicht feststellbar ist. — Die von Wenz vorgeschlagene schärfere Gliederung der *Sylvana*-Schichten nehmen wir an. Dietrich.

Zwei neue Tabulaten aus dem alpinen Mesozoicum.

Von **F. Heritsch** in Graz.

Mit 3 Textfiguren.

Dem gütigen Entgegenkommen meiner geschätzten Kollegen Dr. Schwinner in Graz und Dr. Spengler in Wien verdanke ich die beiden im folgenden zur Beschreibung kommenden Fossilien. Beiden Herren spreche ich meinen ergebensten Dank aus.

Chaetetes Geyeri n. sp.

Der Korallenstock stammt aus einem sehr hellen Kalk, der einige auf Dogger zeigende Korallen enthält; das Stück wurde bei der Osteria alla Barricata in den Sette Comuni gefunden: diese Osteria liegt südwestlich von Grigno (im Val Sugana), zwischen dem Monte Cucco und der Costa alta. Es ist ein knolliges Bruchstück eines Stockes in der Größe 6 : 5 : 4 cm. Der Erhaltungszustand ist ein vorzüglicher; fast von allen Seiten sind die zierlichen Zellröhren mit ihren Tabulae zu sehen. Die Zellröhren sind im größeren Teil des Stockes gerade, im restlichen kleineren Teil leicht gebogen. — Das mir vorliegende einzige Exemplar ist das Bruchstück eines großen Stockes, dessen Form nicht zu erkennen ist. Das Bruchstück muß aus dem inneren Teil eines großen Stockes stammen, wie die Art des Wachstums der Zellröhren zeigt. — Wo das Stück so angebrochen ist, daß Längsschnitte durch den Stock entstehen, ist immer Einblick in das tabulierte Innere der Zellröhren gegeben; dasselbe ist auch der Fall dort,

wo kleine Splitter des Stockes zur Gewinnung von Dünnschliffen abgesprengt wurden. Es bricht daher der Stock niemals nach der Mauer. „Das ist eine für *Chaetetes* sehr charakteristische Erscheinung, welche ihre Erklärung darin findet, daß die Wand nicht aus zwei verschiedenen Mauerblättern besteht“ [1]. Eine konzentrische Absonderung, welche gleichsam eine Lagentextur der Längsschnitte hervorbringen würde, fehlt vollständig. Der Stock ist ganz gleichmäßig in die Höhe gewachsen. Die Böden stehen, wie man bereits am Längsbruch des Stockes feststellen kann, in den einander benachbarten Zellröhren nicht in derselben Höhe.

Ich gebe im folgenden eine Anzahl von Größenmaßen des neuen *Chaetetes* und einiger anderer hieher gehöriger Arten, sowie des weiter unten beschriebenen *Ch. Spengleri.* Die Maße für den *Ch. Beneckei* Haug verdanke ich der Liebenswürdigkeit des Herrn Dr. Leidhold in Straßburg, dem ich hiefür ergebenst danke.

Zu diesen Maßen, die mit Ausnahme des in Straßburg liegenden *Chaetetes Beneckei* Haug Mikrometermessungen mit Hilfe eines Reichert'schen Mikroskopes sind, ist natürlich zu bemerken, daß beim Vergleich der verschiedenen Arten in erster Linie die Zahlen der Querschnitte heranzuziehen sind, da Längsschnitte infolge des Zufallsmomentes des Schnittes schwankende Zahlen geben müssen.

Der Dünnschliff quer durch die Zellröhren ließ folgendes beobachten: Die Zellröhren sind von ziemlich gleicher Größe: eine auffallende Größenverschiedenheit ist nur dort vorhanden, wo die Zellröhren sich teilen. Sie sind ganz gleichmäßig über die Schliffläche verteilt. Ihr Umriß ist rundlich; kaum jemals sind Andeutungen einer polygonalen Begrenzung vorhanden. Die Röhren sind mit Calcit ausgefüllt. — Sehr bemerkenswert sind die Verhältnisse der Pseudosepten. Ein Teil des Querschliffes zeigt keine derartigen Bildungen, sondern nur die rundlichen Querschnitte der Zellröhren. Daneben liegen Partien des Schliffes, welche Zellröhren mit vielen Pseudosepten aufweisen. Diese Querschnitte haben zwei oder drei breite, stumpf und keilförmig in das Innere der Zellröhren vorspringende Pseudosepten. Niemals ist nur ein Septum vorhanden, zwei ist die Mindestzahl; immer sind diese Septen nur Ausbiegungen der Wand, also echte Pseudosepten. Auch knapp erst geteilte Zellröhren gibt es, welche neuerdings schwache, septenartige Vorsprünge haben. — Aus den oben dargestellten Verhältnissen ergibt sich, daß die Teilung immer bei einer Anzahl benachbarter Zellröhren gleichzeitig oder annähernd gleichzeitig eintrat. — Durch die vielen Pseudosepten erscheinen einzelne Teile des Querschliffes wie zerhackt.

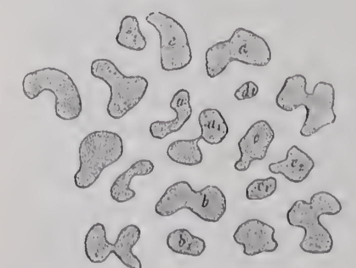
Die Wand zeigt auch bei Anwendung sehr starker Vergrößerungen keinerlei Struktur, welche auf einen Bau aus zwei Mauer-

---

[1] Beschreibung des *Chaetetes Wähneri* M. Mitteil. d. Wiener geol. Gesellscb. **10**. p. 195.

Zahlen in Millimeter; in der ersten Kolonne größter × kleinster Durchmesser je einer Röhre.

	Lumen der Zellröhren Messungen	Lumen der Zellröhren Durchschnitt	Dicke der Wände	Dicke der Tabulae	Entfernung der Tabulae voneinander
Chaetetes Wähneri	0,7 × 0,5 0,6 × 0,35 0,68 × 0,5 0,7 × 0,54 } Querschnitt 0,56 × 0,54 0,5 × 0,59 } Längsschnitt	0,54—0,56	0,13—0,15; selten 0,17	0,018	—
Chaetetes Geyeri	0,37 × 0,20 0,28 × 0,26 0,32 × 0,24 0,27 × 0,21 0,24 × 0,22 } Querschnitt	0,29—0,23	0,1; selten 0,08	0,025	0,13—0,36; im Durchschnitt 0.28
Chaetetes Spengleri	0,5 × 0,35 0,45 × 0,25 0,45 × 0,40 0,40 × 0,30 0,375 × 0,325 0,425 × 0,2 0,275 × 0,275 0,275 × 0.225 0,20 × 0,15	0,375— 0,325	—	0,01	0,45
Ch. Beneckei	0,28 × 0,433 im Längsschnitt 0,320 × 0,433 im Querschnitt	0.3 × 0,43	0,068—0,262 im Längsschnitt 0,084 0,096 0,128 } im Querschnitt	0,040	—



a—a_1, b—b_1, c—c_1—c_2, d—d_1, e—e_1 } sind je zwei oder drei zusammengehörige, eben erst geteilte Zellröhren; a—a_1 sind bereits wieder in Teilung begriffen.

Fig. 1. *Chaetetes Geyeri.* Querschliffbild, Stelle mit sehr lebhafter Teilung. Maßstab 1 : 32.

blättern schließen ließe; das ist im Hinblick auf die Verhältnisse bei *Chaetetes Wähneri* bemerkenswert.

Im ganzen betrachtet, gibt der Querschnitt das typische Bild von *Chaetetes*. Er schließt sich an die Reihe des *Ch. radians* an.

Der Längsschnitt durch die Zellröhren zeigt zahlreiche Böden; sie liegen in den benachbarten Zellröhren nicht in derselben Höhe. Der Abstand der Böden voneinander ist meist etwas größer als das Lumen der Röhren. Das wechselt bei jeder Röhre derart, daß es einzelne Stellen einer Röhre gibt, in der die Böden enge stehen im Gegensatz zu anderen Stellen derselben Zellröhre. Die folgenden Zahlen geben die Abstände der Böden in drei Zellröhren a, b, c:

a) 0,32, 0,22, 0,36. 0,29. 0,28, 0,15, 0,36, 0,36, 0,38, 0,27.
b) 0,29, 0,22, 0,27, 0,26, 0,36, 0,13, 0,29, 0,35, 0,28, 0,34, 0,28.
c) 0,37, 0,21, 0 20, 0,16, 0,39, 0,26, 0,25, 0,28, 0,31.

Die Böden sind in geringem Maße flach uhrglasförmig eingesenkt. — Jede Verdickung der Wand fehlt. Auch bei Anwendung sehr starker Vergrößerungen ist keine Andeutung einer Struktur der Wand zu sehen. An mehreren Stellen des Längsschliffes ist die gewisse, für *Chaetetes* übliche Teilung der Zellröhren zu beobachten (Fig. 2).



Fig. 2. *Chaetetes Geyeri*. Längsschliffbild. Zellröhrenteilung. Maßstab 1 : 32.

Mit dem *Chaetetes* von Barricata mögen nur die zwei bekannten liassischen Arten und die triassische Spezies verglichen werden.

Von *Chaetetes Wähneri*[1] unterscheidet sich die Form von Barricata in durchgreifender Weise. Die Größe der Zellröhren ist ungemein verschieden; im Mittelwert verhalten sich die Lumina der Zellröhren wie 0,57 : 0,22. — Bei *Ch. Wähneri* sind Pseudosepten selten im Vergleich mit der Art von Barricata; die relative Seltenheit der Pseudosepten bleibt bei *Ch. Wähneri* auf der ganzen Fläche des Querschliffes gleich, während bei der Art von Barricata in dieser Hinsicht weitgehende Unterschiede vorhanden sind. — Während in einer Zellröhre von *Ch. Wähneri* nur eine Ausbuchtung der Wand, also nur ein Pseudoseptum vorhanden ist, sind bei der Art von Barricata immer mindestens zwei Pseudosepten vorhanden.

[1] Mitteil. d. Wiener geol. Ges. 10. p. 194 ff.

Auch zwischen dem *Chaetetes Beneckei* Haug [1] und der Art von Barricata bestehen lebhafte Unterschiede. Haug hat in seiner Beschreibung und seinen Abbildungen keinen Anhaltspunkt für die Beurteilung der Größe gegeben. Aus den oben gegebenen Zahlen Dr. Leidhold's geht hervor, daß die mittleren Zellröhrenlumina von *Ch. Beneckei* und der Art von Barricata sich wie 0,22 : 0,37 verhalten. — Ein weiterer Unterschied besteht darin, daß *Ch. Beneckei* oft mehr als drei Pseudosepten aufweist, während die Art von Barricata nie mehr als drei hat.

Herr Dr. Leidhold schreibt mir, daß im Gegensatz zu Haug's Abbildung bei weitem nicht bei allen Zellröhren die septenartigen Ausbuchtungen sichtbar werden. Haug hat in dieser Hinsicht eine ganz besonders günstige Stelle ausgesucht. Viele Zellröhren zeigen einen einfach polygonalen Umriß. Herr Dr. Leidhold hat mir eine Zeichnung eines Querschliffes von *Chaetetes Beneckei* geschickt, die sich nicht unwesentlich von jener Haug's unterscheidet. In erster Linie fällt die sehr bedeutende Ungleichheit der Zellröhrengröße auf; in zweiter Linie bemerkt man, daß neben Zellröhren mit 1—4 Pseudosepten kleinere und größere Koralliten von scharf eckig polygonalem Umriß liegen.

Ich möchte noch eine kleine Bemerkung anschließen. Die Fig. 4 auf Taf. X bei Haug, welche den Längsschnitt von *Chaetetes Beneckei* abbildet, scheint auf dem Kopfe zu stehen. Sie zeigt flach nach oben konvexe Tabulae. Es ist nun wahrscheinlich, daß die Böden uhrglasförmig eingesenkt sind (Analogie bei anderen *Chaetetes*-Arten, bei vielen Favositiden etc.).

Auch von *Chaetetes Semseyi* Vinassa [2] aus der Trias unterscheidet sich die Art von Barricata einmal durch das Vorkommen von durcheinanderstehenden größeren und kleineren Zellröhren und durch die Zahl der Pseudosepten beim ersteren.

Leider gibt Vinassa de Regny keine Maße. Aus der Fig. 14, die überdies recht undentlich ist, kann man sich kein gutes Bild über die Größe der Röhren machen. Die Fig. 15 u. 16, welche Schliffbilder geben, entbehren des Maßstabes. Die Fig. 17 zeigt drei Zellröhren und dazwischen die Wände in sehr verschiedener Stärke; dabei steht als Maßstab 1 : 50. Die Nachmessung in der Figur ergab eine durchschnittliche Wandstärke von 0,35 mm. Aus Fig. 16 geht eine Durchschnittsgröße des Zellröhrenlumens von 0,3—0,4 mm hervor. Leider stimmen Fig. 15 u. 16 wohl hinsichtlich des Lumens der Zellröhren, nicht aber in der Wandstärke überein. Dadurch ist ein Größenvergleich mit anderen Arten unmöglich.

---

[1] N. Jahrb. f. Min. etc. 1883. I. p. 174. Von *Ch. Beneckei* gibt Sardeson, N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. X. p. 346 an, daß er dieselbe radiäre kristalline Streifung der Mauern wie *Favosites* hat.

[2] Resultate der wissenschaftlichen Erforschung des Balatonsees. I. Bd. 1. Teil. Anhang. Paläontologie des Balatonsees. I. Bd.

Ich komme zum Schluß, daß der *Chaetetes* von Barricata eine neue Art ist, und erlaube mir, diese neue Spezies als

Chaetetes Geyeri m.

zu Ehren des Herrn Direktors G. GEYER in Wien zu benennen. *Chaetetes Geyeri* gehört in die *Radians*-Reihe.

Chaetetes Spengleri sp. n.

Diese Koralle ist in E. SPENGLER's Abhandlung über die Geologie der Plassengruppe und des Hallstätter Salzberges als *Monotrypa multitabulata* DEN. angeführt[1]: sie stammt aus dem tithonischen Plassenkalk.

Das mir vorliegende Exemplar ist das Bruchstück eines Stockes mit den noch z. T. erhaltenen äußeren Begrenzungen. Die Dimensionen des Stückes betragen 3 : 5 : 8 cm. Über die Vermehrungsart der Koralle kann aus dem Handstück nichts Sicheres erkannt werden; nur das eine ist sicher, daß einzelne Partien des Stockes in lebhafterer Vermehrung der Zellröhren begriffen sind als andere. Wo frische Anbrüche durch Absprengen gemacht werden, sieht man immer in das tabulierte Innere der Röhren.



Fig. 3. *Chaetetes Spengleri.* Querschnitt einer Stelle mit lebhaften Teilungen. Maßstab 1 : 32.

Die Untersuchung des Querschliffes hatte folgende Ergebnisse: Die Röhren sind recht gleichmäßig über die Fläche des Schliffes verteilt. Der Umriß der Zellröhrenquerschnitte ist höchstens unregelmäßig polygonal, meist mehr rundlich als polygonal. Ich verweise im übrigen auf die Fig. 3 und bemerke nebenbei, daß nach meinen Erfahrungen gut erhaltene Monticuliporiden im Gegensatz zu *Chaetetes* regelmäßig polygonale Zellröhrenumrisse und dünne Wände haben. — Pseudosepten sind nicht allzu häufig; möglicherweise trafen die Querschliffe zufällig Partien ohne lebhafte Teilungen. Fast immer ist nur ein Pseudoseptum in einer Zellröhre vorhanden; sehr vereinzelt beobachtet man auch Zell-

[1] Jahrb. d. geol. Reichsanst. 68. p. 380.

röhren mit zwei einander gegenüberstehenden Einstülpungen der Mauer. In der Regel beobachtet man, daß die größeren Zellröhren Pseudosepten aufweisen. — Größere Teile der Schliffe sind frei von Pseudoseptalbildungen, d. h. also, es finden da keine Teilungen statt. In anderen Teilen der Schliffe sind Pseudosepten entwickelt, aber niemals ist das in so ausgebreitetem Maße der Fall wie bei *Chaetetes Geyeri*. Die Zellröhren sind durch Calcit ausgefüllt. Der häufigste größte Durchmesser ist 0,375 mm, der häufigste kleinste Durchmesser 0,325 mm. Daraus ergibt sich ein Durchschnittsdurchmesser von 0,35 mm.

Eine Struktur der Mauer ist sehr wohl zu erkennen. Bei starker Vergrößerung (Objektiv 6, Okular 2 eines Reichert-Mikroskopes) sind in der Wand schief ins Zellröhreninnere gerichtete, fiederförmig gestellte Kalkspatfasern zu erkennen, welche derart gestellt sind, daß sie, von einer allerdings nicht besonders markierten Mittellinie ausgehend, die fiederförmige Anordnung zeigen. Die Spitzen der Fasern machen in den Visceralraum winzige Vorragungen (siehe meine Beschreibung des *Ch. Wähneri*, p. 197, 199).

Der Querschnitt des *Chaetetes* vom Plassen schließt sich eng an den *Ch. Wähneri* an, ist aber von ihm spezifisch verschieden.

Der Längsschnitt bietet nichts Besonderes. Es liegen mir Längsschliffe mit vielen und solche mit wenigen Teilungen vor. An einzelnen Stellen sind die für *Chaetetes* so charakteristischen Teilungen in hervorragender Weise zu sehen. Die an Längsschnitten gemessenen Zellröhrenlumina gaben folgende Zahlen: 0,4, 0,375, 0,325, 0,30 mm. Die Röhren sind tabuliert; die Abstände der Böden voneinander sind nicht gleichmäßig; der durchschnittliche Abstand beträgt 0,45 mm. Im folgenden sind in Millimeter die Maße der Entfernungen der Tabulae in drei Zellröhren gegeben, von denen die unter b genannte eine sich teilende Zellröhre ist:

a) 0,225, 0,45, 0,3, 0,6, 0,475, 0,45, 0,575, 0,35, 0,425, 0,475, 0,45, 0,375.

b) 0,425, 0,425, 0,425, 0,325 }
0,6, 0,65, 0,4, 0,375 } 0,375, 0,425, 0,5, 0,5, 0,525.

c) 0,45, 0,325, 0,575, 0,45, 0,6, 0,375, 0,525, 0,45, 0,45.

Diese Zahlen zeigen, daß die Böden in den Zellröhren nicht in derselben Höhe liegen.

Die oben bereits erwähnte fiederförmige Anordnung von Kalkspatfasern ist auch im Längsschliff ungemein deutlich (bei der erwähnten starken Vergrößerung und bei gekreuzten Nicols) zu sehen. Die Fiedern sind nach aufwärts gerichtet.

Kurz mögen noch die schon früher angeführten Arten in Vergleich gezogen werden. Die Art aus dem Plassenkalk ist von *Chaetetes Wähneri* durch ihre Größe verschieden, steht ihm aber nahe durch die Einzahl der Pseudoseptalbildung. Weitgehende

Übereinstimmung besteht mit *Ch. Beneckei* in der Größe; der Unterschied liegt in der Art der Vermehrung, da bei dem letztgenannten immer mehrere Pseudoseptalkeile in eine Zellröhre eindringen. Derselbe Unterschied trennt den *Ch. Geyeri* ebenso wie die verschiedenen Größenverhältnisse von der beschriebenen Art aus dem Salzkammergut ab.

So stellt sich die Koralle als eine neue Art dar, und ich schlage vor, ihr den Namen

Chaetetes Spengleri

zu geben.

Spengler hat die beschriebene Form als *Monotrypa multitabulata* Deninger bezeichnet. Gegen die Bestimmung als *Monotrypa* spricht die Vermehrungsart, welche jene von *Chaetetes* ist.

Die *Monotrypa multitabulata* wurde von Deninger [1] aus dem Tithon von Baunèi beschrieben. Weissermel [2] hat die Meinung ausgesprochen, daß es sich um *Chaetetes* handle, „da nach der Abbildung und Beschreibung die Röhrenwände einheitlich sind und als Vermehrungsart nur Teilung beobachtet wurde“.

Zu dem von Deninger abgebildeten Querschnitt ist zu bemerken, daß er, wenn auch keine Pseudosepten zu sehen sind, wegen der Dicke der Wände und wegen des rundlich-polygonalen Umrisses der Zellröhren an *Chaetetes* gemahnt. Besonders der unregelmäßig rundliche Umriß der Zellröhrendurchschnitte ist eine Eigenschaft, die wenigstens gut erhaltenen Monticuliporiden nicht eigen ist. — Der von Deninger abgebildete Längsschnitt sagt nichts, da er meistenteils dem Verlauf der Zellröhren nicht parallel geht. — Es erscheint mir recht wahrscheinlich, besonders im Hinblick auf das, was Deninger über die Vermehrungsart sagt, daß Weissermel mit seiner Vermutung recht hat. Deninger sagt diesbezüglich: „Die Vermehrung der Zellen geschieht vorwiegend durch Teilung. Knospung scheint ebenfalls vorzukommen, ließ sich aber nicht mit Sicherheit nachweisen.“ Dazu möge bemerkt sein, daß aus Deninger's Abbildung des Längsschliffes weder Teilung noch Knospung nachweisbar ist.

---

[1] N. Jahrb. f. Min. etc. 1906. I. p. 63. Taf. V Fig. 3.

[2] Tabulaten und Bryozoen, in Lotz, Böhm, Weissermel, Geol. u. pal. Beiträge zur Kenntnis der Lüderitzbuchter Diamantablagerungen. Beitr. zur geol. Erforsch. d. Deutschen Schutzgebiete. 5. Heft. p. 101.

Besprechungen.

Fürst **B. Galitzin:** Vorlesungen über Seismometrie. Deutsche Bearbeitung unter Mitwirkung von Clara Reinfeldt herausgegeben von O. Hecker. VIII + 538 p. 162 Abbild. im Text. Leipzig und Berlin 1914.

Dieses Werk des in der Erdbebenforschung so sehr fruchtbar tätig gewesenen und während des Krieges verstorbenen bekannten russischen Seismologen stellt die erste umfassende, auf streng wissenschaftlicher Grundlage ruhende Einführung in die physikalische Seite der modernen Erdbebenforschung dar. Ein genaues Studium, für welches letzthin nur die Kenntnis der Elemente der Differential- und Integralrechnung sowie der Grundgesetze der Mechanik vorausgesetzt werden, wird durch die Geschlossenheit der zuweilen recht verwickelten und langwierigen Ableitungen wesentlich erleichtert und überzeugt bald von der Zuverlässigkeit und Exaktheit der Darstellung, die auch den anderen Veröffentlichungen des Verfassers eigen ist. Der physikalisch orientierte Seismologe findet in dem Buche für die theoretische Grundlage seines Arbeitsgebietes, namentlich bezüglich der Wirkungsweise der Seismographen und der Auswertung der von ihnen gelieferten Seismogramme, einen sicheren Führer. Diesen Fragen ist mehr als die Hälfte des ganzen Umfanges gewidmet, wobei freilich für deutsche Leser der Umstand als weniger vorteilhaft empfunden werden dürfte, daß die ursprüngliche Anlage des Buches, welches aus Vorlesungen zur Ausbildung des wissenschaftlichen Personals der russischen Erdbebenstationen hervorgegangen ist, notwendig eine etwas einseitige Bevorzugung der in Rußland gebräuchlichen Apparate und Beobachtungsmethoden mit sich bringen und z. B. eine Hineinarbeitung der grundlegenderen, prinzipielleren Untersuchungen von Wiechert über die Theorie der automatischen Seismographen ausschließen mußte. O. Hecker war zwar bemüht, bei der deutschen Bearbeitung der Vorlesungen diese Einseitigkeit durch stärkere Mitberücksichtigung anderer Arbeiten zu mildern, doch konnte und sollte auch gewiß dadurch ihr Grundcharakter nicht geändert werden. Die geologische Seite der Erdbebenforschung ist nicht mitbehandelt worden; indessen weisen mehrere Abschnitte weit über das engere Gebiet der Seismometrie hinaus und sind von allgemeinem geophysikalischen und auch von geologischem Interesse.

Eine Einführung in den instrumentellen Teil der Seismologie gibt die in den §§ 2 und 3 des vierten Kapitels (Die Hauptprobleme der Seismometrie) enthaltene einfache Beleuchtung der Bestimmung der wahren Elemente der Bodenbewegung infolge eines Erdbebens (der linearen Verschiebungen und der Drehungen,

deren Vorhandensein nach makroseismischen Beobachtungen durchaus reell ist) und die beschreibende Erläuterung der mechanischen, optischen und galvanometrischen Registriermethode sowie vor allem der Konstruktionsprinzipien der wichtigsten Typen von Seismographen, und zwar der für die Registrierung der horizontalen Komponente der Bodenbewegung bestimmten Horizontalseismographen (des Vertikalpendels, des Horizontalpendels und des astatischen Pendelseismometers) wie der zur Aufzeichnung der vertikalen Komponente dienenden Vertikalseismographen und der Apparate zur Messung schneller künstlicher Erschütterungen. Dann werden in überaus klarer und eingehender Darstellung die Theorie des Horizontalpendels und des Vertikalseismographen und einer Methode zur Untersuchung der Neigungen bei Fernbeben sowie der galvanometrischen und der mechanischen Registrierung abgehandelt und ausführlich auch die theoretischen Grundlagen für die Bestimmung der Konstanten eines Seismographen und die Auswertung von Seismogrammen auseinandergesetzt. Im Gegensatz zu der bereits oben erwähnten, von einem allgemeineren Gesichtspunkt aus und daher grundsätzlicher durchgeführten Wiechert'schen Arbeit über die Theorie der Seismographen sind hier also die Horizontalseismographen von den Vertikalseismographen getrennt und als Vertreter dieser beiden Klassen nur das Horizontalpendel, bezw. nur der russische Typus berücksichtigt worden.

Eine kurze und elementare theoretische Behandlung der Untersuchungen über die Schwankungen der Lotlinie infolge der Anziehung von Sonne und Mond beansprucht hinsichtlich ihres Zieles einer Klärung der Elastizitätsverhältnisse des Erdkörpers als Ganzes schon weitergehendes Interesse. Hier wird in einfacher Weise die Formel $\varepsilon = \frac{3}{2}\, m \,.\, \sin^3 p \sin 2 z$ abgeleitet, welche den Winkel ε zwischen der abgelenkten und der normalen Richtung der Lotlinie mit der Masse m des anziehenden Himmelskörpers (ausgedrückt in Erdmassen als Einheit), seiner Horizontalparallaxe p und seiner geozentrischen Zenitdistanz z verbindet, und weiter gezeigt, wie dieser Winkel ε mit dem Horizontalpendel gemessen werden kann.

Auch die §§ 1 bis 3 des zehnten Kapitels (Auswertung von Seismogrammen), die sich mit der Bestimmung des Azimuts des Epizentrums, des Emergenzwinkels und der Schwingungsebene der Bodenteilchen in den transversalen Wellen der zweiten Vorphase befassen, sind allgemeiner wissenschaftlich beachtenswert, handelt es sich doch hier um Probleme, die auf das engste mit dem Charakter und der Art der Ausbreitung der elastischen Erdbebenwellen durch den Erdkörper verknüpft sind und in ihrer eingehenderen Verfolgung auch auf einen Zusammenhang mit der geologischen Beschaffenheit der oberflächlichen Erdschichten hinweisen. Diese Arbeit im einzelnen ist jedoch erst noch zu leisten. Die Ermittlung des Azimuts des

Epizentrums eines Bebens aus seinen Diagrammen an einer Station führt weiter zu den freilich nur kurz und nicht vollständig behandelten mikroseismischen Methoden der rechnerischen oder graphischen Lokalisierung eines Epizentrums ohne Zuhilfenahme direkter makroseismischer Nachrichten, deren Wichtigkeit gerade vom geologischen Standpunkt aus nicht zu unterschätzen ist, da sie erst die Lücken in unserer Kenntnis von der Seismizität der einzelnen Teile unserer Erde, und zwar gerade der unbewohnten Gegenden und der Meeresgebiete, auszufüllen gestatten.

Von allgemeinerer und letzthin auch besonders geologischer Bedeutung sind dann aber namentlich die Abschnitte, die sich mit der Fortpflanzung elastischer Schwingungen und den seismischen Strahlen befassen. Da im ersten Kapitel ausführlicher auch die Grundsätze der Elastizitätstheorie dargelegt werden, so findet sich hier eine völlig in sich geschlossene, lückenlose Behandlnng dieser für die Erforschung der Konstitution des Erdkörpers so wichtigen Probleme. Wer sich über den Charakter der longitudinalen und transversalen Schwingungen und über die seismischen Oberflächenwellen eingehender unterrichten will, findet hier vortreffliche Belehrung. Das Ziel ist, die Beziehungen zwischen ihren Fortpflanzungsgeschwindigkeiten und den Elastizitätskoeffizienten des Mediums abzuleiten, welche schließlich anzuwenden sind, um die Elastizitätsverhältnisse im Innern unserer Erde aufzuhellen. Sind V_1 und V_2 die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der longitudinalen und transversalen Wellen, λ und μ die Lamé'schen Elastizitätskonstanten, wobei μ zugleich der Modul der Gestaltselastizität (Riegheit) ist, ε der Modul der Längenelastizität, σ der Modul der Querkontraktion (Poisson'sche Konstante), k der Modul der Volumenelastizität, also 1/k die Kompressibilität, nnd ϱ die Dichte des Mediums, so bestehen die folgenden Zusammenhänge:

$$V_1 = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\varrho}} = \sqrt{\frac{\varepsilon}{\varrho} \frac{1-\sigma}{(1+\sigma)(1-2\sigma)}};$$

$$V_2 = \sqrt{\frac{\mu}{\varrho}} = \sqrt{\frac{\varepsilon}{\varrho} \frac{1}{2(1+\sigma)}}; \quad V_1/V_2 = \sqrt{2\frac{1-\sigma}{1-2\sigma}}; \quad \sigma = \frac{1}{2}\frac{V_1^2 - 2V_2^2}{V_1^2 - V_2^2};$$

$$\lambda + 2\mu = \varrho V_1^2; \quad \mu = \varrho V_2^2; \quad k = \lambda + \tfrac{2}{3}\mu = \varrho (V_1^2 - \tfrac{4}{3} V_2^2).$$

Wird in erster Annäherung an die Wirklichkeit $\sigma = \frac{1}{4}$ gesetzt, so gilt insbesondere noch für die Fortpflanzungsgeschwindigkeit V der Oberflächenwellen die einfache Beziehung

$$V = 0{,}9194\, V_2, \quad \text{und es ist} \quad V_2 = 0{.}5774\, V_1.$$

Alle drei Geschwindigkeiten müssen in den oberen Erdpartien natürlich stark von der geologischen Zusammensetzung der Schichten abhängen.

Dem Endzweck einer Klarlegung der elastischen Beschaffenheit unseres Planeten dienen dann namentlich aber noch die eingehenden analytischen Ausführungen über den Weg, den die Wellen der ersten und zweiten Vorphase eines Seismogramms, im wesentlichen die longitudinalen und transversalen Wellen, bei ihrer Ausbreitung durch den Erdkörper nehmen, sowie über die Ermittlung der Fortpflanzungsgeschwindigkeit dieser beiden Wellenarten längs ihrer Wege. Diese Überlegungen stützen sich auf die Laufzeitkurve der beiden Vorläufer und auf die Beziehung, welche sie zwischen dem Emergenzwinkel e des seismischen Strahls und den zugehörigen Werten der Laufzeit T und der Epizentraldistanz Δ in der Form $\cos e = v_0 \frac{dT}{d\Delta}$ herstellt (v_0, bei Vernachlässigung der Herdtiefe gleich $\left(\frac{d\Delta}{dT}\right)_{\Delta=0}$, bedeutet die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der betrachteten Wellenart nächst der Erdoberfläche). Sie gehen zur Hauptsache auf BENNDORF und WIECHERT zurück und finden hier eine willkommene zusammenfassende Bearbeitung. Auch das von WIECHERT angegebene einfache Verfahren der zeichnerischen Konstruktion der Trajektorien der seismischen Strahlen hat hier Platz gefunden, und im Anschluß daran sind in knapper Übersicht die Göttinger Untersuchungsresultate hinsichtlich der Konstitution des Erdkörpers wiedergegeben, wobei ganz kurz auch noch die jüngsten Ergebnisse auf Grund einer Untersuchung der Amplitudenverhältnisse, einer von ZOEPPRITZ erdachten Methode, erwähnt werden.

Diese letzten, vor dem Kriege zum Abschluß gekommenen, von GEIGER und GUTENBERG ausgeführten Arbeiten (Nachr. d. Ges. d. Wiss. zu Göttingen, math.-phys. Kl. 1912 u. 1914) modifizieren die bisherige WIECHERT'sche Annahme einer zweiteiligen Erde (Mantel und Kern) ein wenig und gestalten das Bild, welches man sich über die Geschwindigkeitsverteilung der Erdbebenwellen im Erdinnern bis auf weiteres zu machen hat, folgendermaßen:

Es ist ein Erdkern von rund 3500 km Radius, ein Mantel von rund 1200 km Dicke und eine rund 1700 km mächtige Zwischenschicht anzunehmen. Beim Übergang vom Mantel zur Zwischenschicht, und außerdem noch an zwei Stellen innerhalb dieser letzteren, in etwa 1700 km und 2450 km Tiefe, liegt indessen nur eine Ungleichmäßigkeit, kein Sprung in der Änderung der Konstitution vor. Die Geschwindigkeit der longitudinalen (transversalen) Wellen wächst zunächst von 7,17 (4,01) km sec^{-1} an der Erdoberfläche verhältnismäßig rasch auf 11,80 (6,59) km sec^{-1} an der unteren Mantelfläche in 1200 km Tiefe, sodann wesentlich langsamer auf 12,22 (6,86) km sec^{-1} in 1700 km Tiefe und auf 13,29 (7,32) km sec^{-1} in 2450 km Tiefe, behält nun bis zum Kern in 2900 km Tiefe den konstanten, etwas niedrigeren Wert von 13,15 (7,20) km sec^{-1}, sinkt aber an der Kernoberfläche plötzlich

auf 8,50 (4,72) km sec^{-1}, um bis zum Erdmittelpunkt langsam wieder bis auf 11,10 (6,15) km sec^{-1} anzuwachsen. Dabei ist für den Kern, da hierfür Beobachtungen über transversale Wellen nicht herangezogen worden waren, die vorläufige Annahme V_2 = etwa 0,55 V_1 (nach obiger Bezeichnungsweise) gemacht worden. Nach einer während des Krieges erschienenen Arbeit von Klussmann (Gerland's Beiträge zur Geophysik. 14, 1. 1915) kann man dieses Bild dann noch dahin vervollständigen, daß bei Annahme einer konstanten Dichte von 3,4 für den 1200 km mächtigen Gesteinsmantel die vielleicht im wesentlichen aus Eisenerzen bestehende Zwischenschicht eine mittlere Dichte von 6,0 und der vermutlich zur Hauptsache aus Nickel, Kobalt, Eisen zusammengesetzte Erdkern eine solche von 9,2 besitzt.

Eine kurze theoretische Betrachtung ist auch der Berechnung der Herdtiefe eines Bebens gewidmet, einem Problem, das für eine richtige genetische Erfassung der seismischen Vorgänge von hervorragender Wichtigkeit ist. Zu seiner exakten Lösung ist eine erhöhte Schärfe der Beobachtungen erforderlich, u. a. eine bis auf 0,1—0,2 Sekunden genaue Kenntnis der Laufzeiten der seismischen Wellen an herdnahen Stationen.

Endlich mag noch besonders der § 1 des vierten Kapitels hervorgehoben werden, der in referierender und allgemeiner verständlichen Weise noch andere weniger geklärte seismische oder doch nahe verwandte Erscheinungen überblickt. Hier wird auf die Wiechert'sche Hypothese des Vorhandenseins einer Magmaschicht in etwa 30 km Tiefe aufmerksam gemacht, zu der dieser Autor durch eine Analyse der Hauptphase eines Fernbebendiagramms geführt wurde, ferner auf die das Bebenbild vielfach so sehr komplizierenden Reflexionen und Brechungen der seismischen Wellen an der Erdoberfläche, bezw. den inneren Unstetigkeitsflächen, auf die seismische Dispersion und auf die mit meteorologischen Vorgängen zusammenhängende mikroseismische Unruhe. Der Hinweis darauf, daß unterirdische Massenverlagerungen in Verbindung mit einem Erdbeben durch exakte Schwerkraftsmessungen mittels der Drehwage von Eötvös festgestellt werden können, wie auf das Problem der Vorhersage von Erdbeben, dem v. Kövesligethy durch seine Arbeit über die seismische Hysteresis eine ernste wissenschaftliche Grundlage gegeben hat, eröffnet schließlich noch einen weiteren anspornenden Ausblick in die Zukunft seismologischer Forschung.

E. Tams.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Bemerkungen zur orientierenden Wirkung der Kristallfelder des Steinsalzes und des Sylvins.

Von **F. Rinne** in Leipzig.

Mit 1 Textfigur.

1.

Bei jedem Gliede der feinbaulichen Reihe, die sich von den Elektronen über die Atome zu den Molekülen spannt, wirkt ein anisotropes endoleptonisches Kraftfeld als Moment des Zusammenhaltes der betreffenden Aggregation.

Im Falle der Nahelage derartiger Baueinheiten gleicher oder ungleicher Art entwickelt sich das Feld zu einem, die Individuen in zwischenleptonische Wechselwirkung setzenden Bereich. In ihm kommt es beim Überschreiten einer bestimmten Spannungsgrenze zufolge der Tendenz nach Stabilität zu feinbaulichen Veränderungen, etwa zur losen oder festeren Aggregation vorher freier Teilchen, andernfalls zu Zergliederungen oder feinbaulichen Umsetzungen.

Es ist für die allgemeine Auffassung der Kristalle nützlich, diese Vorstellungen auf sie als das Endglied der Bautypenreihe zu übertragen: man wird bei ihnen gleichfalls anzunehmen haben, daß ihr (endokristallines) Kraftfeld bei einer Nahelage von Individuen gleicher oder ungleicher Art oder auch von Kristallen und einzelleptonischen Gebilden sich zwischenkörperlich erweitert, und daß so Aggregationen, Zergliederungen oder Umsetzungen sich einstellen, falls die Felder sich genügend stark entwickeln. Die Vorgänge der Sammelkristallisation und sonstiger Wachstumserscheinungen, gleichwie der Lösung und anderweiter chemischer Reaktionen an kristallinem Material sind Zeugnisse dafür; sie setzen sich voraussichtlich zusammen aus feinbaulichen Deformationen als Vorspiel und dem sprungweisen Akt der Errichtung einer neuen Stabilitätsform, wobei Feldgenossen im ersten Teil der Aktion feinbaulich als Katalysatoren förderlich oder auch hemmend wirken können [1].

[1] Vgl. F. Rinne, Die Kristalle als Vorbilder des feinbaulichen Wesens der Materie. Berlin, Gebr. Bornträger. 1921. (Absch. XII, Versuch eines Einblickes in den Verlauf chemischer Vorgänge durch Vermittlung von Beobachtungen an Kristallen.)

2.

Unter diesen Vorgängen der Kristallfeldwirkung sind die des Wachstums von besonderer Anschaulichkeit. In allgemeiner Auffassung der Verhältnisse lassen sich dabei, je nach dem Material, das sich der bestehenden Aggregation, sie vergrößernd, anschließt, bestimmte Typen unterscheiden. Bei „reinem Wachstum“ wird die stoffliche Identität des sich erweiternden Baues gewahrt. Unter dem komplexen Einfluß des regelmäßig raumgittrigen Untergrundes und der strukturabnormen Oberflächenzone, sowie der Genossen des Außenfeldes vergrößert sich der Kristallkörper im Streben nach Stabilität durch schalige Ablagerung von „Vorformen“, die sich im umgebenden Medium bildeten.

Die Erfahrung zeigt aber, entsprechend der von vornherein feinbaulich berechtigten Annahme, daß die Möglichkeit einer gesetzmäßigen Anlagerung nicht auf solches Gleichzugleichgesellen beschränkt ist. Hat man doch im isomorphen Mischbau, nach jetzt wohl allgemeiner Annahme, das Ergebnis eines Wachstums unter Vikariieren lediglich ähnlicher, zum Atom- oder Baugruppenersatz im Raumgitter noch geeigneter Partikel vor sich. Entsprechend bietet sich die Erscheinung „unreinen Wachstums“ bei isomorpher Schichtung dar.

Die Erwartung, daß sich weiterhin selbst einander stofflich fernerstehende Materialien in Nahelage feldlich richtend beeinflussen und vereinigen, wird durch die zahlreichen Beispiele gesetzmäßiger Verwachsungen ungleicher Kristalle bestätigt. Besonders häufig sind in der Hinsicht Beispiele, deren Glieder Bestandteile gemeinsam haben [1].

3.

Feinbauliche Verwandtschaften spielen somit erfahrungsgemäß, wie zu erwarten, beim unreinen Wachstum eine bedeutsame Rolle. Damit tritt die Wichtigkeit des gestaltändernden Temperaturfaktors hervor. Erlangen doch eventuell Atome oder Atomgruppen erst bei bestimmten Wärmegraden die Gestalt, welche sie zum isomorphen Einbau geeignet macht. In der Hinsicht liefert, wie bekannt, das hier zu behandelnde System NaCl—KCl einen besonders guten Anhalt. Es bedarf noch einer kleinen, weiter unten vollzogenen experimentellen Ergänzung, um es zu einem abgerundeten Musterbeispiel der in Rede stehenden Reihe der Wachstumserscheinungen zu machen.

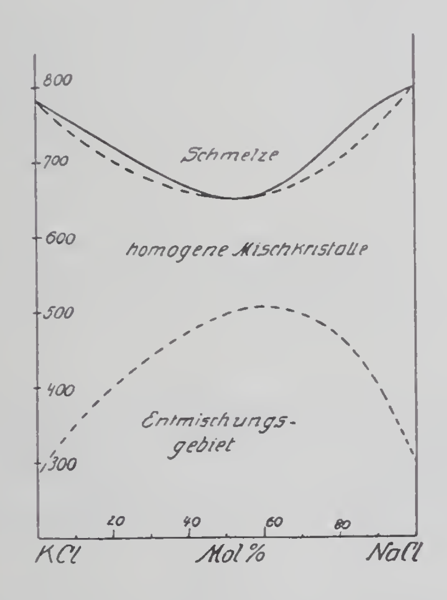
Die Kristallisationsverhältnisse bei höheren Wärmegraden sind bezüglich der in Rede stehenden beiden Salze durch Kurnakow und Shemtschushny [2] sowie R. Nacken [3] klargelegt. Die Figur gibt

---

[1] O. Mügge, N. Jahrb. f. Min. etc. Beil-Bd. XVI. p. 375. 1903.
[2] Kurnakow u. Shemtschushny, Zeitschr. f. anorg. Chem. 52. p. 186. 1907.
[3] R. Nacken, Sitz.-Ber. Berliner Akad. d. Wiss. 1918. p. 192.

einen schematischen Anhalt dafür. W. Eitel[1] verdankt man interessante Berichte über die kolloidale Entmischung dieser Halogenide bei sinkender Temperatur. Nach den ultramikroskopischen Beobachtungen des letztgenannten bleiben Präparate mit 1,56 % KCl homogen, anderseits konnten spurenhafte Entmischungen noch bei 0,39 % NaCl beobachtet werden, bis bei 0,20 % NaCl die Kristallisation optisch leer erschien.

Die bei hohen Temperaturen so vollkommen feinbaulich vikariierende Mischbarkeit von NaCl und KCl (s. Figur) klingt also



beim Absinken des Wärmegrades in einen Zustand aus, bei dem sich die Salze fast ganz wie Fremdkörper gegenüberstehen, zum deutlichen Anhalt für die Annahme einer sich durch Dislokation der äußeren Elektronen von Na^+ und K^+ immer kräftiger ausgestaltenden Formverschiedenheit dieser Ionen.

Im Sinne der oben dargelegten allgemeinen Auffassung war es mir nun von Interesse, zu erkunden, ob zwischen den Salzen NaCl und KCl bei Zimmertemperatur noch eine richtende Nahewirkung besteht. In Verfolg der Angelegenheit ergab sich ein sehr leicht auszuführender hübscher Praktikums-Demonstrationsversuch, der in der Tat die bei gewöhnlicher Wärme noch vorhandene hohe Wirksamkeit des Kristallfeldes in ausgezeichneter Deutlichkeit erweist.

[1] W. Eitel, dies. Centralbl. 1919. p. 173.

Spaltet man einen Steinsalzkristall und betupft seine so erhaltene {100}-Fläche mit einem Tropfen gesättigter KCl-Lösung, so wird sofort Sylvin in sehr zahlreichen Kriställchen von Würfelform ausgesalzen. Die somit ohne Verzug mögliche mikroskopische Betrachtung der Kristallisation zeigt, daß die Kriställchen sich in zierlichstem Parallelismus zur Unterlage entwickelt haben, soweit sie letztere bei ihrer Entstehung unmittelbar berührten. Die in größerer Höhe des Tropfens, außerhalb der leptonischen Feldreichweite entstandenen KCl-Würfel liegen regellos und können, etwa durch vorsichtiges Abpinseln oder Abspülen, entfernt werden, während die in Feldwirkung gebannten sitzen bleiben.

Entsprechend gelingt der Versuch bei Benutzung von Sylvinspaltblättchen und gesättigter NaCl-Lösung. Es entstehen durch Aussalzen reichlich NaCl-Würfel in Parallelverwachsung mit der KCl-Unterlage. Die Versuche lassen somit in einer jeden unmittelbar überzeugenden Weise die richtende Wirkung der Kristallfelder erkennen.

An Dauerpräparaten unter Kanadabalsam und Deckglas kann man zufolge der entgegengesetzten Abweichung der Brechungsquotienten von Steinsalz und Sylvin in bezug auf den Balsam, bei Beobachtung des Wanderns der Becke'schen Linie, die Natur der Ausfällung optisch leicht demonstrieren.

4.

Zur näheren Deutung und weiteren Verwertung der obigen Beobachtung wird man wohl anzunehmen haben, daß beim Betupfen z. B. einer Steinsalzplatte mit einem Tropfen wäßriger konzentrierter Lösung von Chlorkalium, sich ein wenig von der Unterlage löst, und daß, entsprechend dem bekannten Konzentrationsdiagramm des Systems H_2O—NaCl—KCl, sich Sylvin zufolge verringerter Löslichkeit in dem Komplex ausscheidet.

Die sich so aussondernde Substanz bedeckt die Unterlage nicht etwa gleichmäßig in feiner, zusammenhängender Schicht, sondern in Reihung einzelner Kriställchen mit Lücken zwischen ihnen. Es weist das auf eine Ansammlung um bestimmte Zentren hin. Dabei ist nicht unwahrscheinlich, daß die zunächst wohl amikroskopisch ausgesonderten Kriställchen durch Sammelkristallisation sich vereinigen, wie ja überhaupt der Gedanke mir nicht unberechtigt erscheint, daß bei jeder Kristallisation zunächst amikroskopische Kriställchen sich bilden, die in Nahewirkung im Akte der Sammelkristallisation sich zu größeren, sichtbaren Individuen zusammentun und weiterhin durch gerichteten Absatz von Kriställchen nach demselben Prinzip des Einformens sich vergrößern.

Institut für Mineralogie u. Petrographie der Univ. Leipzig.
Mitteil. N. F. No. 146.

Mitteilungen aus dem Mineralogischen Institut der Universität Bonn.

39. Die Mineralien in den Einschlüssen des Basaltes vom Finkenberg bei Beuel.

Von **Clementine Wurm.**

Die Einschlüsse im Basalt vom Finkenberg bei Beuel sind mehrfach Gegenstand besonderer Untersuchungen gewesen, von denen die von F. Zirkel (15) über Urausscheidungen, von O. Becker (1 u. 2), von J. Uhlig (12) über die chemische Zusammensetzung der Granaten und die Arbeiten von E. Schürmann (8—10) besonders hervorzuheben sind. Nachdem die Finkenbergsammlung des Bonner Mineralogischen Instituts durch Ankauf von Einzelsammlungen und Sammeltätigkeit an Ort und Stelle im Laufe der Jahre sehr beträchtlich erweitert, und nach dem Tode von O. Becker durch Erwerb von dessen Sammlung alle etwa noch vorhanden gewesenen Lücken ausgefüllt worden sind, wird in dieser Arbeit eine kurze Übersicht über die Einschlüsse gegeben. Nach ihrer Herkunft und ihren genetischen Beziehungen, soweit beides festzustellen ist, werden sie, wie folgt, zusammengefaßt:

Quarz, Feldspat, Quarzfeldspat, Zirkon; — Disthen, Sillimanit, Cordierit, Korund, Spinell; — Granat, Wollastonit, Diopsid, Skapolith, Orthit; — Olivin, Pyroxen z. T., Hornblende, Biotit, Picotit; — Apatit, Titanit, Titaneisen, Magneteisen; — Schwefelkies, Magnetkies, Kupferkies und ged. Kupfer, Eisen?, Molybdänglanz, Graphit, Zinkblende. Neubildungen: Markasit, Kalkspat, Aragonit, Eisenspat, Baryt, Phillipsit und Opal.

Quarzeinschlüsse sind sehr häufig. Sie sind teils nahezu wasserhell bis grau, teils bestehen sie aus dunklem Rauchquarz; durch Glühen wird dieser entfärbt, über Radium wieder braun (Brauns [6]). In einzelnen Quarzeinschlüssen finden sich Einschlüsse von Rutil, flüssiger Kohlensäure und hier und da Zirkonkristalle; in anderen fehlen diese, woraus auf verschiedene Herkunft beider geschlossen werden kann. Durch den Einfluß des Magmas auf Quarz erfolgte dessen teilweise Auflösung unter Bildung von Glas und Neubildung von Porrizin, anderem Augit, Feldspat, Hornblende, Biotit, Korund und Sillimanit. Von einer Regeneration, einem Fortwachsen des Quarzes, wurde nichts beobachtet, auch keinmal Umbildung und Neubildung von Tridymit.

Als Begleitmineralien, die mit Quarz in keiner direkten genetischen Beziehung stehen, sind zu nennen: Graphit, Molybdänglanz, Magnetit (sehr selten), Magnetkies, Kupferkies, Titaneisen, Titanit und Apatit. Der Quarz beteiligt sich auch an der Zusammensetzung anderer Einschlüsse. So finden wir ihn in Quarz-

feldspateinschlüssen, in Granat-Wollastonitaggregaten und in Quarziten und Sandsteinen. — Genetisch stehen die Quarzeinschlüsse zu dem Basalt in keiner nachweisbaren Beziehung. Es sind Fremdlinge, die aus dem tiefen Untergrund stammen und Anlaß zu allerhand Neubildungen gegeben haben. E. Schürmann (8) scheidet die Quarze in zwei genetisch verschiedene Gruppen: einmal trübe Gangquarze, ferner Quarze, insbesondere Rauchquarz, die sich durch die Führung von Kohlensäure, Rutil und Zirkon auszeichnen. Diese letzteren stellt er zu den eruptiven Quarzgängen. Möglicherweise könnte man nach E. Schürmann in den Quarzadern auch die Ausläufer eines Aplits erblicken. Es wäre wohl auch nicht ausgeschlossen, daß in dem Quarz z. T. pegmatitische Bildungen vorliegen; darauf deuten die Ausbildungsweise dieser Einschlüsse und auch ihre Mineralführung.

Die bald grob-, bald feinkörnigen Feldspateinschlüsse bestehen teils aus Orthoklas, teils aus Plagioklas, dieser z. T. in mikroklinartiger Beschaffenheit. Der Plagioklas überwiegt gegenüber dem Orthoklas bei weitem. In der Hauptsache ist der Plagioklas Oligoklas mit $n > 1,54$ und einem spez. Gew. schwankend zwischen 2,574 und 2,619. Daneben findet sich auch dem Andesin genäherter Oligoklas mit $n = 1,54—1,55$ und $s = 2,623—2,637$. — Die Feldspatindividuen sind nur selten ganz klar; meist sind sie durch zahlreiche Interpositionen getrübt. Bemerkenswert ist die von Uhlig beschriebene mikropegmatitische Verwachsung von Plagioklas mit primärem Calcit, ferner die sekundäre Natur der Zwillingslamellierung der triklinen Feldspate, hervorgerufen durch den Druck der Nachbarindividuen. — Infolge der Einwirkung des basaltischen Magmas auf den Feldspat ist dieser unter äußeren Anzeichen der Schmelzung teilweise gelöst und danach wieder mit sägeähnlichen Rändern auskristallisiert. Die neugebildeten Feldspate haben klarere Substanz, sind reich an Einschlüssen aus dem basaltischen Magma. — Begleiter des Feldspats sind Quarz, Korund, Zirkon; Apatit; Titanit; Magnetit und Sillimanit, der meist Neubildung auf Kosten des Quarzes ist. — Auch bei den Feldspateinschlüssen dürften wir es ursprünglich mit Gesteinen pegmatitischer Herkunft zu tun haben. Für diese Annahme sprechen die meist großkörnige Ausbildung und auch die Nebengemengteile.

An der Zusammensetzung der grob- bis mittelkörnigen Quarzfeldspataggregate beteiligt sich neben Quarz trüber Feldspat, und zwar Orthoklas und Plagioklas. Der Quarz ist teils heller gelbbraun, teils tief braunschwarz, rauchquarzähnlich. U. d. M. erweist sich der Quarz meist als stark rissig; die Risse sind von Carbonat, Opal oder Chalcedon erfüllt. Stellenweise sind die Quarzkörner korrodiert. Teils sind sie frei von Interpositionen, teils führen sie Flüssigkeitseinschlüsse und Rutilhärchen. Eine eigentliche Regenerierung der angegriffenen Quarzsubstanz hat

nirgends stattgefunden. Die Veränderungen, die der Feldspat erlitten hat, sind recht intensiv. Alle Körner sind stark angegriffen und z. T. aufgelöst. Die Schmelze des Feldspats und des Quarzes, vereinigt mit dem eindringenden Magma, lieferte dann entweder Fortwachsungszonen von Feldspat oder Neubildungen: Feldspat in bekannter Ausbildung, Augit, Sillimanit, Korund und Spinell. — An Begleitmineralien sind zu nennen: Zirkon, Apatit, Titanit, Magnetit, Magnetkies, Titaneisen, Graphit und Molybdänglanz. Eingehende Untersuchung haben die Quarzfeldspataggregate von F. Zirkel (15) erhalten, worauf hier verwiesen sei. Die Quarzfeldspateinschlüsse könnte man für Bruchstücke aplitisch pegmatitischen Charakters halten. Dafür sprechen sowohl die Ausbildungsweise der Einschlüsse als auch die Nebengemengteile; ferner die auftretenden Übergänge in reine Quarz- oder Feldspatmassen.

Isolierter Zirkon ist selten. Als solcher bildet er gerundete rötlichbraune durchscheinende Körner ohne erkennbare Kristallform. Makroskopisch deutliche Kristalle dagegen, meist mit (100).(111), kommen eingewachsen am häufigsten in Feldspatmassen vor, sodann in Quarzfeldspateinschlüssen; mikroskopischer Zirkon findet sich dazu nach Zirkel in Augit-, Granat- und Sillimaniteinschlüssen; ferner in Sandsteinen. — Das Vorkommen von scharfen Kristallen in den zuerst angeführten Einschlüssen deutet darauf hin, daß der Zirkon eine pegmatitische Bildung ist, wie die Gesteine, die ihn umschließen.

Der Disthen ist eine seltene Erscheinung. Die beiden vorliegenden Einschlüsse sind am Rande stark glänzend, im übrigen matt und setzen sich ursprünglich zusammen aus Disthen, Quarz, Feldspat und Biotit. Der Disthen zeigt da, wo er noch unverändert ist, seine normalen optischen Eigenschaften: starke Licht- und mäßige Doppelbrechung. Eingeschlossen im Disthen liegen Quarzkörner. Am Rande ist er in ein dichtes, trübes Aggregat von radialstrahligem, feinfaserigem Sillimanit, Korund und Spinell umgewandelt, offenbar unter Einwirkung der hohen Temperatur des basaltischen Magmas und dieses selbst.

Ein häufiges Mineral ist der Sillimanit. Einen Teil dieser Einschlüsse kann man als „Fibrolith“ bezeichnen, die Mehrzahl als „Glanzspat“.

Der Fibrolith ist feinfaserig, verfilzt; dazwischen liegen vereinzelte Körner von Quarz und Feldspat, die von Sillimanit durchwachsen sind. Die Einschlüsse sind ringsum lückenlos von Basalt umgeben. Auf Rissen wird der Quarz von „basaltoiden“ Adern durchzogen, in deren Umgebung der Sillimanit verändert wird und das Material zur Bildung von Spinell und Korund liefert. Der Fibrolith könnte aus dem Gebiet der kristallinen Schiefer stammen, doch ist das nicht erwiesen; möglich ist immerhin, daß er sich auch in diesen Vorkommen nachträglich gebildet hat. Nachzuweisen ist seine Bildung aus Disthen, wie oben er-

wählnt. — Ein anderer Teil der Sillimaniteinschlüsse sind faserig-stängliche Aggregate mit rhombischem Durchschnitt der Stücke, die auf einer Seite durch eine mit Carbonaten ausgefüllte Spalte gegen den Basalt abgegrenzt sind. Diese Stücke stellen den eigentlichen Glanzspat vor. Solcher Sillimanit findet sich auch in Quarz- und Quarzfeldspateinschlüssen. Dieser ist z. T. nachweisbar aus Quarz unter Mitwirkung des basaltischen Magmas entstanden. Man kann direkt die Art des Aufzehrens des Quarzes verfolgen. Der neugebildete Sillimanit besteht aus nach ihrer Längsrichtung annähernd parallelen langen Nadeln. Eine Neubildung des Sillimanits aus Feldspat allein unter Einwirkung des basaltischen Magmas konnte nicht mit Sicherheit festgestellt werden. Unklar bleibt der Ursprung des Glanzspates, soweit er sich nicht nachweisbar aus Quarz und Bestandteilen des basaltischen Magmas gebildet hat. Vielleicht wäre er als Bruchstück von reinem Tonschiefer aufzufassen, der durch Gebirgsdruck und transversale Schieferung parallelepipedisch abgesondert war; ein Beweis hierfür ist aber nicht zu erbringen. — Spinell und Korund, die steten Begleiter des Sillimanits, sind entweder gleichzeitige Bildungen oder Neubildungen, entstanden durch Einfluß des basaltischen Magmas auf Sillimanit.

Cordierit bildet farblose oder blaß bläuliche Individuen von 0,02 mm Größe in der Glasmasse vom Basalt eingeschmolzener tonerdereicherer Sandsteine, Tongesteine und Kalkgesteine mit sandig-tonigem Bindemittel. Im ganzen ist er selten.

Isolierter Korund ist ebenfalls nur sehr selten. Er ist immer körnig, grob, von Trübungen durchzogen, bläulich und bräunlich gefleckt und von zahlreichen scharfen Zwillingslamellen nach $(10\bar{1}1)$ in ein oder zwei Richtungen durchsetzt. In der gleichen Beschaffenheit findet er sich häufiger als Einschluß in Feldspataggregaten, begleitet von Zirkon. Danach gehören diese Korunde als ursprüngliche Gemengteile zu den Einschlüssen, in denen sie vorkommen. — Neben diesem primären Korund tritt auch sekundärer auf, der später als seine Umgebung entstanden ist. Dieser Korund ist äußerst zart, tafelig nach der Basis und von schmalen Rhomboedern umschlossen, oft schuppenartig übereinander gelagert und ohne jede Zwillingsbildung. Sekundär entstanden ist dieser Korund aus den Tonerdesilikaten Sillimanit und Disthen, aus resorbiertem Feldspat und aus Quarz durch Einwirkung des Magmas, in letzterem Falle unter Zuführung von Tonerde durch Diffusion.

Spinell findet sich in Form von scharfen Oktaedern, die bald mehr violett, bald mehr grünlich gefärbt sind, namentlich in Quarzfeldspat-, Sillimanit- und Distheneinschlüssen. Er ist wohl ausnahmslos eine Neubildung aus diesen Mineralien unter Zufuhr von Magnesium und Eisen entweder aus dem basaltischen Magma selbst oder durch Auflösung von Biotit. Zu erwähnen ist ein Einschluß, in dem Korund und Spinell ein Mineral sozusagen ganz

aufgezehrt haben. Die Umrisse davon lassen auf Staurolith schließen, doch kann über das Auftreten dieses Minerals kein sicheres Urteil gefällt werden, da alle Anhaltspunkte zu seiner Bestimmung fehlen und keine Spur unveränderten Stauroliths vorhanden ist.

Die Granatvorkommen haben besonders durch F. Zirkel (16) und J. Uhlig (12) eingehende Untersuchung erfahren, auf deren Arbeiten in bezug auf Beschaffenheit und chemische Zusammensetzung der betreffenden Einschlüsse verwiesen sei. Zu den dort angeführten Begleitmineralien des Granats, nämlich malakolithartiger Augit, Quarz, Wollastonit, Feldspat, Apatit, Titanit, Orthit, primärer und sekundärer Kalkspat, Magnetkies, Pyrit und Opal als Neubildung, kommt noch Skapolith, der bisher in Einschlüssen niederrheinischer Eruptivgesteine nicht bekannt war, während er in losen Auswürflingen des Laacher Seegebietes in mannigfaltigen Mineralkombinationen vorkommt. Zum Teil ist der Skapolith in eine trübe charakteristisch konzentrisch gestreifte Masse umgewandelt. Die Natur des Umwandlungsproduktes konnte nicht festgestellt werden wegen der äußerst feinen Beschaffenheit dieser Aggregate und ihrer kaum wahrnehmbaren Einwirkung auf das pol. Licht.

F. Zirkel hält die granatführenden Einschlüsse für Urausscheidungen, J. Uhlig und E. Schürmann dagegen sprechen sie als Kalksilikathornfelse an. Das Auftreten von Skapolith in diesen Einschlüssen dürfte als neuer Beweis gegen die Ausscheidungstheorie F. Zirkel's gelten. Dagegen könnte nach der großen Ähnlichkeit der skapolithführenden Einschlüsse mit ebensolchen aus dem Laacher Seegebiet im beiderseitigen Mineralbestand und der Anordnung der Gemengteile beiden wohl auch gleiche Herkunft zugeschrieben werden: das wäre nach der Ansicht von R. Brauns das Gebiet der kristallinen Schiefer und intratellurischer Kontaktzonen.

Reine Wollastonitmassen finden sich nicht, wohl aber Wollastonit in Verbindung mit Granat in der Hauptsache, ferner mit monoklinem Pyroxen, Apatit, Titanit, spärlichem Quarz, feinverteiltem Kalkspat und Opal. Diese Einschlüsse stellen fein verworren strahlige, fast dicht erscheinende graue Massen dar. U. d. M. erscheint der Wollastonit durchzogen von parallelen Längsrissen. Von diesen geht häufig eine streifige Trübung aus.

Diopsid, besonders als Chromdiopsid, findet sich reichlich in Olivinaggregaten, vergesellschaftet mit Picotit, Enstatit-Bronzit, Glimmer und wenig Apatit. Es liegen auch Einschlüsse vor, die aus farblosem Diopsid und stark verändertem Glimmer bestehen. Die lichten Pyroxene der Granat-Wollastonitaggregate weisen die von J. Uhlig (12) beschriebenen pleochroitischen Höfe auf, die sich vielleicht um Orthit gebildet haben.

Bezüglich dessen, was über Skapolith zu sagen ist, verweise ich auf das oben beschriebene Vorkommen in Granateinschlüssen. Isoliert oder in anderen Einschlüssen ist er nicht gefunden worden.

Orthit ist im ganzen äußerst selten. Er konnte nur in Körnerform in Granatvorkommen festgestellt werden, dagegen nicht in zirkonführenden Feldspatmassen. Die grünlichbraunen Körner besitzen starke Lichtbrechung; die Doppelbrechung ist von der Eigenfarbe verdeckt.

Kein Mineral tritt so häufig als Einschluß auf wie der Olivin als sog. Olivinfels. Neben den weit überwiegenden scharfkantigen Aggregaten finden sich auch abgerundete eiförmige „Olivinknollen". An der Zusammensetzung dieser Einschlüsse beteiligen sich neben Olivin Enstatit-Bronzit, Diopsid, Biotit und Picotit in wechselnder Menge. Nebengemengteile sind Augit, Hornblende, Apatit, Eisenerz und Molybdänglanz in winzigen Schüppchen. — Der Olivin tritt stets nur in Körnern ohne Kristallumgrenzung auf. Die Serpentinisierung ist verschieden weit vorgedrungen. Bemerkenswert ist ein an Zwillingslamellierung erinnernder optischer Zerfall der Olivinkörner. Wahrscheinlich haben wir es hier mit Translation zu tun. — Enstatit und Biotit schließen sich in den Olivineinschlüssen entgegen den Beobachtungen F. Zirkel's (15) und K. Bleibtreu's (3) nicht aus. — Bezüglich der Genese der Olivineinschlüsse dürfte wohl eine Vereinigung der beiden bisherigen Ansichten gelten können. Die Einschlüsse können sowohl Bruchstücke eines anstehenden Gesteins sein als auch Urausscheidungen aus dem basaltischen Magma. Für die erste Ansicht sprechen die große Masse der Olivinfelseinschlüsse, ihre scharfkantigen Umrisse, ihre körnige Beschaffenheit, die Natur der anderen Gemengteile, die Flüssigkeitseinschlüsse im Olivin und die Translationen.

Von den beiden rhombischen Pyroxenen Enstatit und Bronzit bildet nur der Enstatit selbständige Massen. Dieser beteiligt sich auch noch an der Zusammensetzung der Olivinaggregate. Der dunklere Bronzit findet sich nur in Olivineinschlüssen. Charakteristisch für beide Mineralien sind gelbbraune Interpositionen, die meist parallel den Spaltrissen, bisweilen auch in zwei sich kreuzenden Richtungen angeordnet sind und den bräunlichen Schiller hervorrufen.

Bezüglich des Aussehens der Augitaggregate verweise ich auf F. Zirkel (15). Die dort erwähnte Zonarstruktur der Augite tritt nicht nur am Kontakt mit Basalt auf, sondern auch im Innern der Knollen. Neben Augit finden sich in diesen grobkörnigen Einschlüssen noch Titanmagnetit, Apatit, Titanit. Als Neubildung ist Feldspat zu nennen. Die Hauptmasse der Augiteinschlüsse dürfte als magmatische Ausscheidung gelten. Dafür sprechen die große Ähnlichkeit der Knollenaugite mit denen des Basaltes und das Übergreifen des Magmas in die Augitaggregate. — Der neugebildete Augit des Porrizinsaumes um Quarz, der an jener Stelle schon erwähnt wurde, ist im Gegensatz zu dem basaltischen bräunlichen Augit lichtgrün.

Grobkörnige Hornblendemassen sind nicht allzu häufig. Vieles von dem, was als Hornblende bestimmt war, ist Augit mit ungewöhnlich deutlicher prismatischer Spaltbarkeit. Die Individuen sind teils braun, teils grün und weisen häufig Korrosionserscheinungen auf. Beachtenswert ist die Umwandlung von Hornblende in Rhönit, von J. SOELLNER (11) genau untersucht. Nicht selten ist eine Neubildung von Hornblende, und zwar in Tongesteinen, Quarz-, Feldspat- und Quarzfeldspateinschlüssen. Diese neugebildete barkevikitische Hornblende ist von E. SCHÜRMANN (9) beschrieben: „Die optische Orientierung ist $a = \mathfrak{a}$, $b = \mathfrak{b}$, $\mathfrak{c} : c = 14^0$. Der Pleochroismus ist kräftig: auf Basisschnitten $\mathfrak{b}$ = braunrot mit violettem Stich, $\mathfrak{a}$ = farblos mit gelbgrünem Stich; auf Vertikalschnitten $\mathfrak{c}$ = braungelb, $\mathfrak{a}$ = farblos mit gelbgrünem Stich. Auslöschungsschiefe und Pleochroismus stimmen mit denen des Barkevikits überein. Die Dispersion ist $\varrho < v$. Der nach UHLIG's Methode gemessene Achsenwinkel ergab $2V$ = ca. 65^0."

Selbständige Biotiteinschlüsse erreichen bisweilen Faustdicke. Normaler Biotit mit starkem Glanz und dunkler Farbe ist verhältnismäßig selten; häufiger ist trüber Glimmer von mehr gelblicher Farbe. In diesen selbständigen Biotitmassen dürften wohl Tiefenbildungen gesehen werden, die durch den Einfluß des basaltischen Magmas ihre jetzige Beschaffenheit angenommen haben. — Daneben sind auch Neubildungen von Biotit anzuführen, so in Feldspat-, Quarz-, Disthen- und Sandsteineinschlüssen. — Auch in Olivinfelseinschlüssen findet sich Biotit. Dieser ist teils klar und unverändert, teils sehr trüb. Der Übergang von klarem in trüben Biotit ist in den verschiedensten Stadien zu beobachten. Der Biotit ist dabei in eine höchst feinkörnige Masse aufgelöst, die aus Augitkörnchen, neugebildeten Biotitflitterchen und Spinelloktaedern besteht. In einem Fall wurde auch Rhönit beobachtet.

Picotit bildet selbständige, von Olivin durchwachsene Partien. Außerdem beteiligt er sich mit rhombischem Pyroxen zusammen am Aufbau der Olivinaggregate. Was über die Bildungsverhältnisse des Olivins gesagt wurde, würde auch für Picotit gelten.

Apatit ist Gemengteil von Augit-Magnetit-, von Feldspat- und von Granat-Wollastonitaggregaten; außerdem fand er sich einmal in einem Quarzeinschluß. — Die einzelnen Individuen sind stark durchstäubt. Die Durchstäubung rührt von parallel angeordneten, äußerst feinen Einschlüssen her und ist vielleicht dadurch entstanden, daß durch Einwirkung hoher Temperatur eine teilweise Entmischung unter Austritt von Nebensäure eintrat. — Genetisch ist der Apatit aufzufassen 1. als eine der ersten Tiefenausscheidungen des basaltischen Magmas, vergesellschaftet mit Augit, Magnetit, 2. als Bestandteil von pegmatitischem Quarz, 3. als Gemengteil von Kalksilikathornfels.

Titanit findet sich in Gestalt von unregelmäßigen Körnern und spitzrhombischen Durchschnitten sowohl frei im Basalt als auch als Gemengteil von Kalksilikathornfels und besonders groß in den körnigen Augit-Magnetitaggregaten. Der frei im Basalt liegende Titanit ist aber nicht direkte magmatische Ausscheidung aus diesem, sondern losgesprengt aus anderen Einschlüssen. — Als Neubildung findet er sich in einem Quarzeinschluß auf Kosten von Titaneisen und Quarz unter Hitzewirkung (E. Schürmann [9]).

Titaneisen ist ein seltener Einschluß. Er findet sich in einem Quarzstück in Lamellen eingelagert. Auf Kosten des Quarzes und Titaneisens hat sich, wie eben erwähnt, Titanit gebildet.

Magneteisen, meist titanhaltiges tiefschwarzes, wird sowohl in isolierten Partien angetroffen als auch als Nebengemengteil in fast allen Einschlüssen, von denen die großen Magnetit-Augitknollen hervorzuheben sind. — Ein Teil des Magneteisens dürfte wohl magmatische Ausscheidung sein, da ja Magnetit zu den Bestandteilen des basaltischen Magmas gehört. Ein anderer Teil dürfte seine Entstehung fortgeschrittener Abröstung des Pyrits verdanken.

Körner von Schwefelkies finden sich bisweilen mit Magnetkies und Kupferkies verwachsen. Anderer frischer, in kleinen Drusenräumen und als Überzug vorkommender Pyrit ist Neubildung. — Pseudomorphosen von Magnetkies nach Pyrit siehe bei Magnetkies.

Magnetkies liegt z. T. in reinen, grob- bis feinkörnigen Massen direkt im Basalt. Außerdem beteiligt er sich an der Zusammensetzung von Quarz-, Quarzfeldspat-, Feldspat-, Augit-, Granat-, Glimmer- und Sillimaniteinschlüssen, ferner findet er sich in Begleitung von Molybdänglanz im Basalt und in Sandsteinen und Basaltjaspis. — Ein Teil des Magnetkieses ist durch Hitzewirkung des Basaltes entstanden, und zwar durch Abröstung von Pyrit. Bewiesen wird diese Annahme durch das Vorkommen von Pseudomorphosen von Magnetkies nach Pyrit; in verändertem Schiefer liegen scharf begrenzte, von Magnetkies ausgefüllte Würfel von 0,5 : 0,8 cm Größe, deren Form und Inhalt auf ehemaligen Pyrit mit Sicherheit hinweisen (Wildschrey [13]).

Kupferkies ist häufig mit Magnetkies verwachsen. Als seine Heimat können wohl Gänge im Grundgebirge angenommen werden.

Gediegenes Kupfer bildet auf einem Basaltstück einen feinen Überzug; es dürfte aus einem benachbarten kupferkiesführenden Quarzeinschluß stammen und ist eine aus Kupferkies entstandene Neubildung.

Winzige Flitterchen von Eisen glaubt E. Wildschrey einmal beobachtet zu haben.

Molybdänglanz findet sich 1. in Quarzfeldspataggregaten, von Magnetkies und Pyrit begleitet; 2. in derbem Quarz, von kleinen Magnetkieskörnchen begleitet; 3. in feinen Schuppen in derbem Magnetkies; 4. in winzigen Flitterchen in Olivin-Enstatit.

Schuppiger glänzender Graphit liegt vor 1. in einem Sillimaniteinschluß zwischen dessen Fasern; 2. in einem Angitaggregat. Im übrigen verweise ich auf die Arbeit von R. Brauns (4) über „Graphit und Molybdänglanz".

Von Zinkblende ist nur ein einziges Vorkommen zu nennen. Mehrere winzige braune spätige Blendekörnchen liegen in einer derben Quarzmasse. Dieser Einschluß stammt zweifellos von einem gangartigen Vorkommen.

Markasit stellt eine Seltenheit dar. Kleine sechsseitige messinggelbe Täfelchen davon sind auf Kalkspat aufgewachsen — offenbar eine Neubildung.

Eine große Rolle spielt der Kalkspat, sowohl als Spaltenausfüllung im Basalt selbst als auch als Umrindung fremder Einschlüsse, ferner als Umwandlungsprodukt anderer Mineralien, wie Olivin, den er verdrängt, und Wollastonit. Zum Teil ist er aber auch primärer Natur, außerhalb des Basaltes gebildet, und zwar in Granataggregaten und in Plagioklas-Augitgesteinen. Beweisend für diesen primären Charakter ist das Vorkommen von schriftgranitischen Verwachsungen von Kalkspat und Feldspat, die auf eine gleichzeitige Bildung hinweisen (Uhlig [12]).

Aragonit findet sich sowohl in derben Massen als auch in gut ausgebildeten Kristallen in Spalten und Hohlräumen des Basaltes, ferner in den Zwischenräumen, die sich zwischen den fremden Einschlüssen und dem Basalt bei dessen Abkühlung gebildet haben. Besondere Beachtung verdient ein Aragonitdrilling, der täuschende Ähnlichkeit mit einem Szepterquarz hat. Der Aragonit ist eine Neubildung.

Der Eisenspat ist zu gelben bis braunen kugeligen Gebilden vereinigt, auch wohl bunt schillernd angelaufen. Meist ist er vergesellschaftet mit Baryt. G. vom Rath (7) bestimmte an einem 1 mm großen Barytkriställchen folgende Flächen: (001) (102) (011) (012) (110) (111) (010). An den nach der Basis tafeligen Kristallen sind (102) und (011) vorherrschend, die anderen Flächen nur sehr klein.

Von Zeolithen findet sich nur Phillipsit in sehr kleinen, zu Krusten vereinigten Kristallen.

Neben Aragonit und Kalkspat ist Opal in den Einschlüssen sehr häufig zu finden. Meist ist er trübe weiß, gelblich, grün oder braunrot und bildet die Ausfüllungsmasse von Spalten und dringt auch in die einzelnen Mineralien ein. Der Opal mag z. T. Neubildung aus kieselsäurehaltigen Mineralien sein, z. T. ist er aber unabhängig von solchen infiltriert; ob die Lösungen von oben in den Basalt eingedrungen oder von unten aufgestiegen sind, kann hier nicht entschieden werden. Vereinzelt ist eine Umwandlung in Opal zu beobachten. O. Becker (1) gibt als Einschluß außerdem noch Tridymit und Gips an. Diese Angaben habe ich

nicht bestätigt gefunden. Der vermeintliche Tridymit ist Opalsubstanz, der Gips Aragonit. Diese beiden Mineralien sind also aus der Zahl der Einschlüsse im Finkenbergbasalt zu streichen.

Literatur.

(1) Becker, O., Basalt v. Finkenberg. Bonn 1906. — (2) Becker, O., Petrographische Mitteilungen. Bonn 1910. — (3) Bleibtreu, K., Zs. D. geol. Ges. **35**. 489—556. — (4) Brauns, R., dies. CBl. 1908. 97. — (5) Brauns, R., dies. CBl. 1908. 705. — (6) Brauns, R., dies. CBl. 1909. 23. p. 721—728. — (7) vom Rath, G., SitzBer. d. Niederrh. Ges. 1880. 70. — (8) Schürmann, E., Die im Basalt des Finkenbergs b. Bonn vork. sed. Einschlüsse etc. Diss. Bonn 1913. — (9) Schürmann, E., N. Jahrb. f. Min. etc. 1911. II. 107—116. — (10) Schürmann, E., SitzBer. d. Niederrh. Ges. 4. Dez. 1911. — (11) Soellner, J., N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XXIV. 475. — (12) Uhlig, J., Verh. Naturh. V. 67. 307. 1910. — (13) Wildschrey, E., Neue u. wenig bek. Miner. etc. Diss. Bonn 1911. — (14) Wildschrey, E., Geol. Rdsch. 2. 2. — (15) Zirkel, F., XXVIII. Bd. d. Abhandl. d. math.-phys. Klasse d. Kgl. Sächs. Ges. d. Wiss. Nr. II. 28. 1902. — (16) Zirkel, F., dies. CBl. 1908. **14**. p. 417. — (17) Zirkel, F., dies. CBl. 1911. **21**. p. 657.

Die Dünen zwischen Unterelbe und Unterweser.

Von **Otto Wilckens** in Bonn.

Mit 1 Kartenskizze.

Zusammen mit der beifolgenden Karte sollen diese Zeilen eine Ergänzung zu Keilhack's Darstellung der großen Dünengebiete Norddeutschlands[1] liefern, soweit dieselbe das Gebiet zwischen Unterweser und Unterelbe betrifft.

I. Die Urstromtäler.

Die Ufer des Aller-Weser-Urstromtales in der Umgegend von Bremen sind auf allen bisher veröffentlichten Karten[2] der norddeutschen Urstromtäler ungenau eingetragen. Bei Verden tritt die Aller, bei Vegesack die Weser unmittelbar an den Fuß des Diluvialplateaus, so daß beiderwärts das Urstromtal in seiner ganzen Breite links des Flusses liegt. Nordöstlich von Bremen mündet von N her das Hamme-Urstromtal in das Bremer Becken. Dies Tal gehört zwar nicht zu den großen durchgehenden Sammlern der eiszeitlichen Schmelzwasser, besitzt aber eine gewaltige Breite. Seiner ganzen Natur nach kann man es mit dem von Schucht[3] beschriebenen

[1] Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. **69**. Mon.-Ber. p. 2—19. Karte. 1917.

[2] Am genausten ist die Karte von W. Wolff in Wolkenhauer's Bremer Heimatatlas (1915).

[3] Zur Frage der Urstromverbindung zwischen Unterweser und Unterems. Jahrb. preuß. geol. Landesanst. XXXIII, II. p. 201—214. Taf. 14. 1912.

Hunte-Leda-Urstromtal vergleichen. Wie in diesem so nehmen auch im Hamme-Urstromtal die Talsande an der Oberfläche nur wenig, die Moore dagegen einen sehr großen Raum ein, und es erheben sich aus dem Talboden einzelne Geestinseln[1], von denen der Weyer Berg mit dem Dorf Worpswede die bedeutendste ist. Bei Gnarrenburg wird das Tal durch Geestsporne, die sich von NW und SO hereinschieben, stark eingeengt, aber nicht ganz geschlossen.



Karte der Urstromtäler und Dünen in der weiteren Umgebung von Bremen. Schwarze Linien: Flüsse; unterbrochene Linien: Ufer der Urstromtäler; punktierte Felder: Dünen; B Bremen, A Achim, V Vegesack, W Weyer Berg. Maßstab etwa 1 : 1 000 000.

Ähnlich wie die Hamme dieses Urstromtal erst von ihrem Mittellauf ab benutzt, in ihrem Oberlauf aber ein Bach des Diluvialplateaus ist, so tritt auch die Oste, von SO her aus der Geest kommend, in ein weites Diluvialtal, das nördlich der Gnarrenburger Pforte in der Fortsetzung des Hamme-Urstromtales liegt[2]. Das linke Ufer des Weser-Urstromtales endigt nicht dicht unterhalb

[1] Geest ist der einheimische Name für die diluvialen Hochflächen.

[2] Das Hamme- und auch das Wümme-Urstromtal sind angegeben auf den Karten von Wahnschaffe (Geol. Charakterbilder, herausg. von Stille. XIX. p. 3) und Wahnschaffe-Schucht, Geologie und Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes. 4. Aufl. Taf. XXIX.

der Einmündung der Hunte. Nach meiner Ansicht darf man unbedenklich, wie Wahnschaffe und Schucht es getan haben, die Ränder der Geest zu beiden Seiten der Unterweser als Urstromtalufer auffassen. Ebenso dürfte der Rand der Cuxhavener Geest und des Rückens der Hohen Lieth im wesentlichen mit dem Ufer des Elbe-Urstromtales identisch sein.

II. Die Dünen.

Die Lage des Dünenzuges auf dem rechten Weserufer ist aus der Karte zu ersehen. Es ist berechtigt, den Dünenzug durch die Stadt durchzuführen; u. a. steht der Dom auf einer Düne, und im westlichen Stadtgebiet fehlen die Dünen jetzt nur infolge künstlicher Abgrabung. Der nordwestlich von Bremen gelegene Teil des Dünenzuges formt einigermaßen die Biegungen des Flusses ab. Er endigt dicht an der Lesum und ganz nahe an der Geest, nicht mitten im Urstromtal. Auf der Vegesacker Geest findet er keine Fortsetzung. Daß er den Fuß des Diluvialplateaus nicht ganz erreicht, beruht auf dem Vorhandensein der dort von der Lesum beschriebenen Schlinge. Der Flugsand wurde hier in den Fluß getrieben und weggeschwemmt.

Innerhalb des Bremer Beckens liegt der Dünenzug in einem Talboden, dessen Oberfläche fast gar nicht von diluvialen Talsanden, sondern von z. T. sandigen Schlickabsätzen alluvialen Alters gebildet wird. Bei Achim steigt der Dünenzug auf das Diluvialplateau und nimmt nun auf diesem eine randliche Lage hoch über dem Urstromtal ein. Bei einer unrichtigen Begrenzung des letzteren kommt dies Verhalten auf der Karte nicht zum Ausdruck.

Aus der im großen und ganzen vorhandenen Parallelität der Dünenkette Verden—Bremen—Burg mit der Weser schließen wir, daß die Entstehung der Dünen mit dem Vorhandensein des Flusses zusammenhängen muß, und aus ihrer Lage im Osten des Flusses, daß westliche Winde die Flugsandmassen angehäuft haben. Die Hauptrichtung der Weser von der Allermündung bis an den Fuß der Vegesacker Geest und die Hauptstreichrichtung des Dünenzuges sind SO—NW. Bei Annahme der Erzeugung der Dünen speziell durch SW-Winde würde sich das Fehlen der Dünen auf der Lesumer Geest daraus erklären, daß aller von der Weser her über das Werderland fortgetriebene Sand in die Lesum[1] geraten und von dieser weggeführt werden mußte. Unerklärt bliebe aber, warum der Dünenzug die Mäander der Weser zwischen Verden und Bremen nicht abbildete, und warum er zwischen Achim und Hemelingen in so großem Abstande vom Flusse, bei Bremen selbst in unmittelbarer Nähe desselben verläuft. Diese Schwierigkeiten bleiben auch bei der Annahme rein westlicher Winde bestehen. Setzt man eine westsüdwestliche Windrichtung voraus, so könnte man den Umstand, daß der Dünenzug die Mäander bei Achim nicht abbildet, daraus

[1] Lesum ist der Name des Unterlaufes der Wümme.

erklären, daß die eine Hälfte der Flußschlingen eben dieselbe Richtung hat, also im Windstrich lag und deshalb für die Abbildung ausfiel. Dafür wäre dann allerdings zu erwarten, daß in der Verlängerung dieser WSW—ONO gerichteten Mäanderabschnitte Erhöhungen oder Verbreiterungen des Dünenzuges liegen. Diese Erscheinung ist westlich und östlich von Achim tatsächlich vorhanden.

Zweifellos beruhen die örtlichen Unterschiede zwischen Fluß- und Dünenrichtung z. T. auch darauf, daß die Weser seit der Zeit der Dünenbildung mancherwärts ihre Lage verändert hat. Bei Achim, Etelsen, Daverden liegen alte Flußbetten nördlich des Flusses nahe an den Dünen, auch ist unterhalb von Bremen die Weser stellenweise begradigt.

Von Vegesack bis Farge fließt die Weser am Fuß des Diluvialplateaus ohne von Dünen begleitet zu werden. Bei reinen Westwinden können sich parallel dem O—W gerichteten Abschnitt der Weser keine Dünen gebildet haben. Auch wusch die Weser hier, wo sie an das aus Geschiebemergel gebildete Steilufer drängte, vielleicht nicht genügend Sand für die Dünenbildung aus.

Voraussetzungen für die Entstehung von Dünen sind das Vorhandensein von Sandflächen, trockenes Klima, Vegetationsmangel. Eine weitere Grundbedingung ist aber das Vorhandensein von Wasser, das den Sand auswäscht, seiner bindigen, tonigen Teile beraubt und ihn so für die Aufnahme durch den Wind geeignet macht. Dies folgt aus der Gebundenheit der Dünen an Wasserläufe und ihr Fehlen in solchen Urstromtalabschnitten, die keine größeren Wasserläufe besitzen oder zur Zeit der Dünenbildung besessen haben. Hiermit beantwortet sich die Frage, warum in Urstromtälern große Strecken völlig frei von Dünen sind. Mit unbedeutenden Ausnahmen sind die Dünen zwischen Unterelbe und Unterweser an Flußläufe gebunden, nicht nur räumlich, sondern auch ursächlich.

Auffallend ist das Fehlen der Dünen östlich der Unterweser nördlich von 53° 15′ nördl. Br. Es mag mit der Marschenbildung zusammenhängen, wie ja auch zwischen Dollart und Jade die Grenze der Marsch der Dünenbildung eine Schranke setzt (Keilhack, p. 7).

Ein Gegenstück zu den Weserdünen sind diejenigen der Wümme, die die natürliche Nordgrenze des Bremer Beckens bezeichnen. Von Ottersberg bis zu dem Dorfe Torfmoor wird dieser Nebenfluß der Weser in einigem Abstande von einem lockeren, meist gedoppelten, stellenweise aber auch dreifachen Zuge von Dünen begleitet, der ebenfalls mit sanften Krümmungen SO—NW streicht und dort endigt, wo der Fluß aus der SO—NW- in die O—W-Richtung übergeht. Südlich von Quelkhorn ersteigt dieser Zug das Diluvialplateau; von Ottersberg aufwärts liegt er im Wümme-Urstromtal [1].

[1] Wolff's „Geologische Übersicht des Bremer Gebietes“ in Wolkenhauer's Bremer Heimatatlas ist in bezug auf die Wümmedünen nicht ganz so genau wie in ihren anderen Angaben.

Keilhack erwähnt, daß im Kreise Bremervörde in der sonst von großen Dünengebieten freien Lüneburger Heide ein (noch nicht näher untersuchtes) Flugsandgebiet liege. Dies Dünengebiet ist das der mittleren Oste. Es liegt im östlichen Oste-Urstromtal, also nicht im Innern eines großen Diluvialplateaus fern von den großen Talzügen, und ist an den Ostefluß gebunden, der dort eben die Geest verlassen hat und in das Urstromtal eingetreten ist. Die Dünen liegen nicht nur auf der Ost-, sondern stellenweise auch, zwar in geringerer Ausdehnung, auf der Westseite des Flusses. Ob bei der Bildung dieser westlich gelegenen Dünen die im Westen derselben befindlichen Wasserbecken eine Rolle gespielt haben, bedarf näherer Untersuchung. Es kommt auch sonst das Auftreten von Dünen auf der Westseite von Wasserläufen in NW-Deutschland vor, so z. B. in der Lüneburger Heide an der Ilmenau (Blatt Bevensen und Bienenbüttel) und der Wietze (Blatt Hermannsburg der Geologischen Karte von Preußen).

Das Hamme-Urstromtal ist zum großen Teil dünenfrei. Wenn nur in der Nachbarschaft der Oste und der Wümme Dünen auftreten, so schließen wir daraus, daß die Oste und die Wümme in der Zeit der Dünenbildung genügend Wasser führten, um durch Auswaschung von Talsand Flugsandmaterial zur Verfügung zu stellen, und daß die Hamme hierzu nicht imstande war.

Anhangsweise sei noch erwähnt, daß ein riesiges Flugsandgebiet auf dem nördlich der Unterelbe gelegenen Diluvialplateau auf Keilhack's Karte nicht verzeichnet ist. Die untersten 130 km des Elbtals sind dünenfrei, weil der Flugsand aus dem Urstromtal auf das vorgelagerte Plateau hinausgeweht ist.

Allgemeine Ergebnisse.

In dem Gebiet zwischen Unterelbe und Unterweser war die Entstehung von Dünen zwar abhängig von der Existenz größerer Sandflächen der Urstromtäler, doch bildeten sich die Dünen nur dort, wo der Sand durch Wasserläufe ausgewaschen wurde und durch Entfernung seines tonigen Materiales seine Bindigkeit verlor. Die Lage der Dünen ist somit von der Lage der Wasserläufe abhängig, dagegen nicht von der Begrenzung der Täler, deren Sandflächen den Flugsand lieferten. Die Dünenzüge steigen deshalb dort im Streichen aus den Niederungen auf die Geest hinauf, wo der Wasserlauf so nahe am Urstromtalufer floß, daß der Flugsand hier bei gleichlangem Transportweg wie in der Niederung auf das Diluvialplateau gelangte. Wo in Urstromtälern Dünenzüge fehlen, ist der Flugsand entweder ganz aus dem Tal herausgetrieben worden, oder es waren keine Wasserläufe vorhanden, die den Sand auswuschen. Die Winde, die den Flugsand bewegten, waren westliche.

Über den „horizontalen Zahnwechsel“ bei Mastodon und Elephas.

Von Dr. **W. O. Dietrich.**

(Mitteilung 3 der Paläontologen-Vereinigung Berlin.)

Mit 4 Textfiguren.

Auf Grund seiner an Serien von Altersstadien von Mensch und *Elephas* angestellten Untersuchungen über das Wachstum von Kiefer und Gebiß in ihrer Wechselwirkung aufeinander kommt O. Aichel[1] zu dem Ergebnis, daß der sogen. „horizontale Zahnwechsel“, wie er hauptsächlich für *Elephas* und *Manatus* als eine Besonderheit beschrieben ist, gar nicht vorhanden ist, sondern daß es sich um eine Funktionsfolge der Backenzähne von vorn nach hinten (mit gleichzeitiger Funktion zweier oder mehr Zähne) handelt, wobei die Zähne eine passive Rolle spielen. Die scheinbare Stellungsänderung, die der Zahn gegen den Kieferknochen vornimmt, beruht nicht auf einer Vorwärtsbewegung, einem Vorschieben der Zahnreihe aus dem Kieferast in den Kieferkörper unter dem Druck des nachrückenden Zahnes. Vielmehr wächst der Unterkiefer[2] am aufsteigenden Ast über die Zähne hinweg nach hinten und unten, und die vorn am Kiefer durch Altersausfall der Zähne freiwerdenden Teile werden im Oberkiefer umgebaut, im Unterkiefer resorbiert. Die Vorgänge, die zum Freiwerden der in großen Knochenkapseln in der Tiefe gebildeten Zahnkeime führen, stimmen mit dem für alle Säuger gültigen Kieferknochenwachstum überein. Die Tektonik des Kieferknochens ist eine durchaus funktionelle; zeitlebens wird er durch An- und Abbau umgebaut, und zwar nach der Formel: Beanspruchung weckt die Osteoblasten, Entlastung die Osteoklasten. Der von der Kaumuskulatur an der Beinhaut (Periost) verursachte Zug und Druck baut den Kieferast oben ab, unten und hinten an, wobei der Knochen durch Zuwachs sich zwar rückwärts verlängert, aber infolge von Knochenabbau am Kinn stets ungefähr gleiche Gestalt sich wahrt. An der Kinngegend wird resorbiert, weil sie infolge des physiologischen Ausfalls des jeweils vordersten Backenzahns[3]

[1] O. Aichel, Kausale Studie zum ontogenetischen und phylogenetischen Geschehen am Kiefer. Mit besonderer Berücksichtigung von *Elephas* und *Manatus*. Abh. d. preuß. Ak. d. Wiss. Berlin 1918.

[2] Die folgende Darstellung beschränkt sich auf den Unterkiefer von *Elephas* und *Mastodon*.

[3] Das eigentümliche Nacheinander der Backenzähne im Gebiß der Elefantiden besteht mindestens seit dem Miocän und schon bei den geologisch älteren *Mastodon*-Arten (z. B. *M. angustidens*). Die Ursachen liegen in der ± starken Verlängerung der hinteren Molaren — Zahnreihe länger als Kiefer — und in der Verkürzung des Kiefers (infolge Erhöhung

(und weil Schneide- und Eckzähne ja fehlen) außerhalb des Bereichs der Beanspruchung gerät (abgesehen natürlich von den das Kinn durchziehenden horizontalen Beanspruchungsbahnen); daher wird der vordere Kieferabschnitt durch Abbau oben (am Alveolarrand) und seitlich gleichsam zurückgeschnitten. In Fig. 1 ist der Rückmarsch, den der Kiefer von *Elephas indicus* durch Anbau hinten, Abbau vorn während des Lebens vollführt, nach Aichel dargestellt. Man erkennt ohne weiteres, wie außerordentlich groß der Betrag der Resorption am Kiefervorderende ist; er beträgt mehr als die größte Kieferlänge. Die Zähne folgen in einer Reihe hintereinander; sie behalten (unter Rotation) ihren Platz in der Gebrauchsstellung bei; nur als Keim erleiden sie Verschiebungen und Drehungen, die ihnen der wachsende Kiefer erteilt.

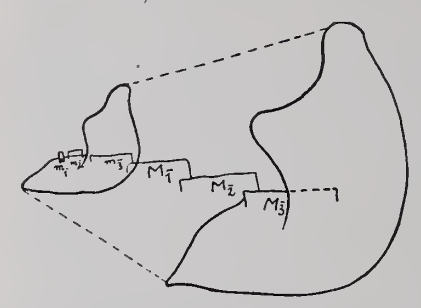


Fig. 1. Darstellung des Wachstumsweges des Unterkiefers von *Elephas indicus* nach O. Aichel. Der Resorptions- und Appositionsraum ist durch die gestrichelten Linien angedeutet.

Das Neue und Besondere der Aichel'schen Auffassung liegt in der außerordentlich starken Knochenresorption. Indem Aichel ein Sondergeschehen in der Dentition von *Elephas* bestreitet und zu widerlegen sucht, ist er genötigt, seine Theorie mit einem Sondergeschehen auszustatten, nämlich mit einem einseitigen, linearen, schwanzspitzenwärts gerichteten Wachstum des Unterkiefers. Hierbei spielt auch die Aichel'sche Auffassung von der Entstehung der Zahnform [1] mit hinein: Im Gegensatz zum Knochen, der durchaus funktioneller Bewirkung unterliegt, ist die Zahnkrone funktionell nicht angepaßt und auch gar nicht anpassungsfähig, denn der Schmelz, der den fertigen Zahn überzieht, ist ein zelloses, totes Produkt, das auf Reize gar nicht reagieren kann!

---

des Schädels). Beides sind Folgen der ungewöhnlichen Beanspruchung der Schädelkapsel: Vorn ziehen die sich mehr und mehr entwickelnden Stoßzähne des Oberkiefers und der Rüssel, hinten die Nackenmuskulatur und das Nackenband. Dadurch wird phylogenetisch die Zahnleiste gleichsam spiralig aufgebogen; die Zahnkeime überlagern einander immer stärker. Ontogenetisch müssen entsprechend (durch Vererbung) die Zähne gleichsam abgewickelt zum Vorschein kommen. Es ist also nicht richtig, die Zähne (3 „Milchmolaren", 3 Molaren) in geschlossener horizontaler Zahnreihe darzustellen.

[1] O. Aichel, Das Problem der Entstehung der Zahnform. Arch. f Anat. u. Physiol. Anat. Abt. Suppl. 1915. „Nicht die Nahrung beeinflußt die Zahnform, sondern die Zahnform die Wahl der Nahrung."

Die neue Wachstumstheorie erklärt nun auch, warum bei *Elephas* die Prämolaren fehlen. Sie fehlen deshalb, weil ihr Bett durch Resorption des vorderen Kieferabschnitts zerstört wird. Wenn untere Schneidezähne ($I_{\overline{2}}$) dank ihres besonderen Gebrauchs (z. B. als Grabscheit, Stoßzahn) sich erhalten haben, sind Prämolaren vorhanden, weil das Gebiet, worin sie wurzeln, in den Beanspruchungsbereich des Kiefers fällt (*Mastodon angustidens* $\frac{3}{2}$P, *longirostris* $\frac{2}{2}$P, *tapiroides* $\frac{3}{2}$P). Sobald die unteren $I_{\overline{2}}$ schwinden, gehen die P fast ausnahmslos verloren, so bei *M. arvernensis, americanus, Borsoni, M. Pentelici* (der letzte mit sekundär [?] verlängerter Symphyse). Fehlen der unteren Stoßzähne bei Anwesenheit von P würde bedeuten, daß der Kieferteil, worin die P sitzen, durch Kleinheit der Molaren oder durch schräge Angriffsrichtung der Kaumuskulatur in den Bereich der Beanspruchung fiel. (Derartige Fälle kennt man äußerst wenig, vielleicht nur 1 oder 2, *Elephas planifrons*).

Ist ein so einseitig gerichtetes Wachstum am Unterkiefer der Elefantiden wirklich vorhanden? Sind die Molaren wirklich nur im Kiefer eingepflanzte, und nur mechanischer Abnutzung unterliegende Pflöcke? Oder vergrößert sich der Kiefer zeitlebens doch durch ± allseitiges, appositionelles Wachstum, wobei die Zähne durch ihr Wachstum aus dem Kieferast in den Kieferkörper gelangen und in diesem sich nach vorn schieben?

Dank dem Entgegenkommen des Herrn Geheimrats Pompeckj, und seiner Anregung folgend, konnte eine reiche Serie verschiedenaltriger Unterkiefer von *Mastodon Andium*, die das geologisch-paläontologische Institut und Museum der Universität besitzt, untersucht werden. Diese ausgestorbene diluviale *Mastodon*-Art des bolivianischen Hochlandes erweist sich zur Überprüfung der Aichelschen Theorie als besonders geeignet.

Mastodon Andium zeigt im Unterkiefer eine Kombination primitiver und spezialisierter Merkmale. Das Molarengebiß ist sehr primitiv; auch die riesigsten letzten Molaren ($M_{\overline{3}}$) gelangen nicht über das pentalophodonte Stadium hinaus. Die Leistungsfähigkeit der Molaren ist gering: Nur geringe Entfaltung von Nebenhöckern, fast kein Zement, ungewellter Schmelz, niedrige Kronen. Was die Zahnreihe betrifft, so nimmt die Größe ihrer Komponenten nach hinten nicht beträchtlich zu; das Stadium von *M. longirostris* (mit unteren $I_{\overline{2}}$ als langen Stoßzähnen) wird nicht überschritten. Dagegen ist die Art in der Zahnfolge spezialisiert: Nur 2 Zähne sind gleichzeitig im Gebrauch und die Kaufläche ist maximal nur $\frac{1}{4}$ der Molarengesamtlänge. Prämolaren fehlen. Die unteren $I_{\overline{2}}$ sind als kleine Stummel in beiden Geschlechtern erhalten, Reste ihrer Alveolen noch nachweisbar, wenn $M_{\overline{1}}$ und $M_{\overline{2}}$ abgekaut werden. (Die oberen $I^{\underline{2}}$ sind starke, gebogene, mit gedrehtem Schmelzband versehene Stoßzähne.) Die Unterkiefer sind ziemlich bedeutend verkürzt, denn die Molarenkeime sind gehoben und die Funktionsfolge der Molaren ist ausgeprägt elefantid. Der Kieferkörper ist niedrig, walzenförmig. *M. Andium* ist also im Molarengebiß sehr konservativ, in allem übrigen und in der Kieferform spezialisiert.

Das Erhaltenbleiben der Alveolen für die unteren Stoßzahnrudimente, das bei *Mastodon americanus* übrigens bis ins hohe Alter hinein beobachtet ist, spricht gegen einen so starken distalen Abbau am Kiefer, wie ihn AICHEL's Theorie fordert. Diese eine Tatsache, auf die Herr Geheimrat POMPECKJ zuerst aufmerksam machte, ist allein schon geeignet, AICHEL's Theorie zu erschüttern, denn es ist unverständlich, wie sich auch nur Spuren der Alveolen

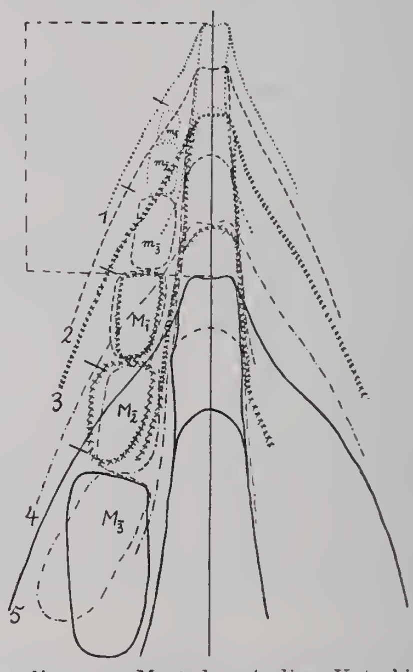


Fig. 2. 5 Altersstadien von *Mastodon Andium*-Unterkiefern (z. T. mit Benützung der von NORDENSKIÖLD veröffentlichten Unterkiefer). 1. Mit $m_{\bar{1}}$ und $m_{\bar{2}}$, 2. mit $m_{\bar{3}}$ und $M_{\bar{1}}$, 3. mit $M_{\bar{1}}$ und $M_{\bar{2}}$, 4. mit $M_{\bar{2}}$ und M . 5. mit $M_{\bar{3}}$. Aufstellung nach AICHEL's Theorie. Der Weg, den die Kinnspitze durch Resorption zurücklegen würde, ist links angegeben.

nach dem in früher Jugend erfolgenden Ausfallen der Stoßzähnchen erhalten sollen, wenn der vorderste Teil des Kiefers der Resorption verfällt. Eine Theorie hat schon verloren, wenn auch nur die kleinste Tatsache ihr widerstreitet. In Fig. 2 sind 5 Altersstadien von oben so aufeinander projiziert, wie es AICHEL's Theorie fordert. Das Gebiß bildet eine geschlossene Reihe, jeder Zahn bleibt, abgesehen von einigen Drehungen, an seinem Platz. Da nur zwei oder ein Zahn gleichzeitig abgekaut werden, ist das Zurückweichen der Kinnspitze und das Zurückschneiden am Vorderteil des Kiefers sehr stark. Faßt man das in der Figur am linken Kieferrand

durch Striche senkrecht zur Wand bezeichnete hintere Foramen mentale ins Auge, so könnte dieses Kinnloch und der zugehörige Kanal nur erhalten bleiben, wenn er fast sagittal (und natürlich nach unten) verläuft. In Wirklichkeit sticht der Kanal quer, fast senkrecht und abwärts, durch die Außenwand und wird mit zunehmendem Alter ein immer längerer Tunnel, weil die Kieferwand nach außen immer dicker wird. Wäre AICHEL's Theorie richtig, so müßten also Blutgefäß und Nerven dieses Kanals sich quer durch den Knochen nach hinten und unten ihren Weg bahnen, und man sollte erwarten, Spuren dieser Wanderung auf der Kieferaußenwand, in seinem Innern und an der Wand des canalis mandibularis zu finden. Davon ist nichts zu beobachten: der Kanal

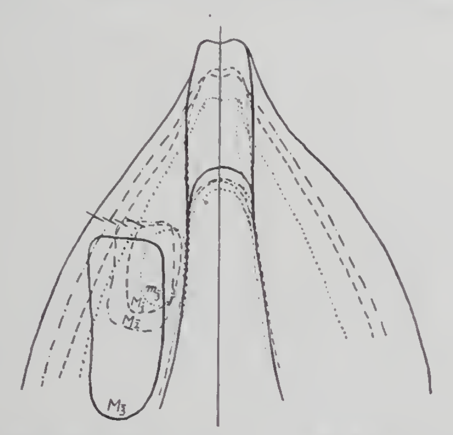


Fig. 3. 4 Altersstadien weiterer Kiefer von *Mastodon Andium* CUV. auf die hinteren Mentalforamina justiert, wie es dem tatsächlichen Wachstum entspricht.

wandert nicht: er wird auch durch Resorption der Oberflächenschichten des Kieferknochens nicht verkürzt, sondern er behält auffallend konstant seine Lage bei. Seine Öffnung, das hintere Foramen mentale, liegt stets etwas über der Mitte des Kieferkörpers und ungefähr unter dem Vorderrand des jeweils vordersten Zahnes, bald etwas vor, bald genau unter ihm. Nach AICHEL müßte es nicht nur nach hinten, sondern auch nach unten rücken und im Alter dem Kieferunterrand genähert liegen, was nicht der Fall ist. Die konstante Lage dieses Kinnloches beweist, daß die Zähne zu dem Loch hinwandern, nicht umgekehrt. In Fig. 3 sind vier andere Unterkiefer von *M. Andium* auf das hintere Mentalforamen justiert, wie es der alten Auffassung vom Kieferwachstum und der Zahnschiebung entspricht, dargestellt. Der Kieferkörper wächst hauptsächlich durch Verdickung an der Außen- und Unterseite, fast gar nicht an der Innenseite; der Raum für die hohe

und schmale Zunge bleibt in der Breite ungefähr derselbe. (Die Unstimmigkeiten in der Überdeckung der Symphysen und Innenränder in Fig. 3 rühren teils von dem fossilen Erhaltungszustand her, teils von den bedeutenden individuellen Größenschwankungen, teils von sexuellen Unterschieden, die bei dem zu Gebote stehenden Material mit in Kauf genommen werden müssen.)

Die Tektonik des Kieferknochens beschränkt sich nicht nur auf die Oberfläche, sondern auch im Innern vollzieht sich dauernder Umbau. Alle Stöße, die die starre Zahnkrone beim Biß [1] empfängt, werden als Druck und Zug auf das Alveolarperiost wirken, das in hohem Grad funktionell beansprucht wird. An den von diesem gleichzeitig mit den Wurzeln gebildeten und zu deren Befestigung dienenden Knochenmassen, den Septa interalveolaria und intraalveolaria, muß sich dauernd Anbau und Abbau vollziehen. Aichel leugnet, daß an diesen Spongiosakeilen (s. Fig. 4) vorn angebaut, hinten abgebaut wird, wodurch das Vorrücken der Zähne ermöglicht wird; das ist nach ihm ein gänzlich unmöglicher und unbewiesener Vorgang. Aber schon die auch von Aichel gemachte Beobachtung einer aktiven Drehung des Zahnes um eine durch den Zahn selbst gehende Querachse (infolge des früheren Auswachsens der Vorderwurzel) macht dauernde Veränderungen an den den Zahn verkeilenden Spongiosamassen unumgänglich notwendig. Diese Querriegel entstehen und vergehen ununterbrochen während des Lebens, und wenn sich an dem fossilen Material der Vorgang ontogenetisch auch nicht beurteilen läßt, so ist doch an der Tatsache, daß die Spongiosamassen keine unüberwindlichen Hindernisse für das Vorschieben der Zähne bilden, nicht zu zweifeln. In Fig. 4, die nach einem von D. v. Hansemann dem Institut vermachten Unterkiefer gezeichnet ist, erkennt man zwischen $M_{\overline{2}}$ und $M_{\overline{3}}$ eine sehr dünne Scheidewand. Sie ist wie die Hinterwurzel von $M_{\overline{2}}$ nach vorn durchgebogen, ein Beweis, daß der $M_{\overline{3}}$-Keim einen Wachstumsdruck ausübt. Die Scheidewand zwischen $M_{\overline{1}}$ und $M_{\overline{2}}$ ist ein breiter Keil, die zwischen $M_{\overline{1}}$ und dem ausgefallenen $m_{\overline{3}}$ ist nahezu verschwunden. Das Bild ist mutatis mutandis dasselbe, wenn die Milchzähne $m_{\overline{2}}$ und $m_{\overline{3}}$ in Kaustellung, $M_{\overline{1}}$ als Keim vorhanden und $m_{\overline{1}}$ ausgefallen ist. Die schräg durch den Kieferkörper setzende Grenze zwischen Basalteil und Alveolarteil des Kiefers ist in beiden Fällen dieselbe geblieben, und der vor dieser Grenzlinie liegende Kieferabschnitt hat sich durch Apposition verdickt und vergrößert; am Oberrand ist er umgebaut worden. Die Wurzelhöhlen des $m_{\overline{3}}$ sind bis auf eine Delle von unten her durch Knochengewebe aufgefüllt. In dem Maße, wie $M_{\overline{1}}$ hochgetrieben wird und seine Wurzeln zerstört werden, füllen sich seine Alveolen ebenfalls aus,

[1] Der Biß ist bei *M. Andium* teils quetschend, teils mahlend, weniger von hinten nach vorn wirkend, wie vorwiegend bei *Elephas*.

bis auch er gewaltsam vollends ausfällt. Im hinteren Abschnitt des Alveolarteils wachsen Wurzeln und Knochenscheidewände gleichzeitig. Die Vorderwurzel von $M_{\bar{3}}$ hat sich senkrecht in die Spongiosa eingesenkt; sie wirkt als lotrechtes Stechruder, wenn die Zahnkrone als Schleifstein über die Kaufläche des Oberkiefers bewegt wird. Daß $M_{\bar{1}}$ und $M_{\bar{2}}$ sich bewegt haben, sieht man daran, daß die hinteren Wurzelzapfen klinognath sind, schräg nach hinten

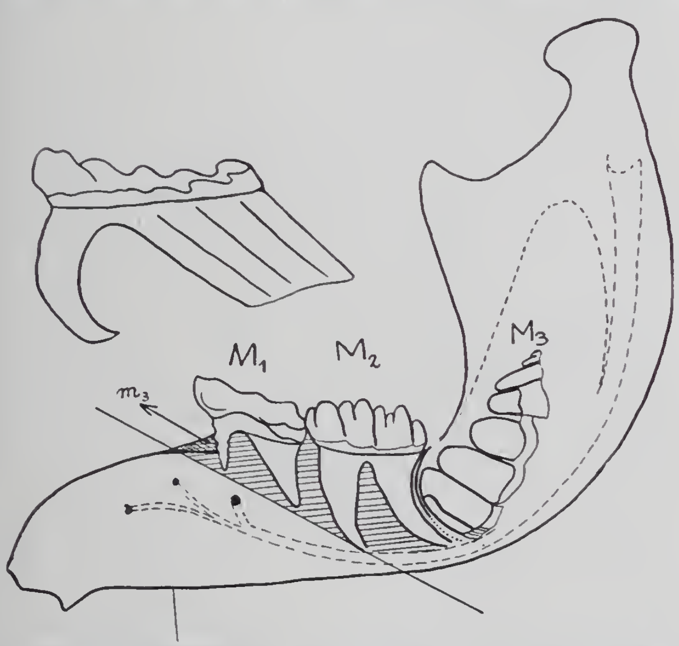


Fig. 4. *Mastodon Andium* Cuv. Unterkiefer von der Außenseite; der Kiefer ist durchsichtig gedacht, um die Wurzeln von $M_{\bar{1}}$ und $M_{\bar{2}}$ und den Dentinkeim von $M_{\bar{3}}$ zu zeigen. $M_{\bar{1}}$ ist auf die Kaufläche, $M_{\bar{2}}$ ist seitlich gesehen. Pars alveolaris schraffiert; die ausgefüllte Alveole des ausgefallenen $m_{\bar{3}}$, eine Delle, quer schraffiert, ebenfalls von oben gesehen. Hinter $M_{\bar{2}}$ ein rundes Foramen für den Durchtritt des 1. Joches von $M_{\bar{3}}$. Canalis mandibularis und Foramen mandibulare gestrichelt. Der senkrechte Strich am Unterrande des Kiefers gibt die hintere Grenze der Symphyse an. Über dem Kiefer alter $M_{\bar{3}}$ mit senkrechtem, vorderem Wurzelzapfen des 1. Joches und gemeinsamem, dauernd wachsendem Wurzelsockel der 2.—5. Joche.

in die Tiefe setzen. Besonders der zeitlebens wachsende gemeinsame Wurzelsockel des $M_{\bar{3}}$ (siehe Fig. 4) zeigt das Vortreiben der Zahnkrone deutlich. Der $M_{\bar{3}}$-Keim in Fig. 4 ist erst ein Dentinkeim; auch sein vorderstes Joch ist noch ohne Schmelzkappe. Die Wurzel dieses Joches beginnt sich eben in das am Boden der Alveole entstehende Knochengewebe hineinzusenken. Der Kieferast

baut also unten und hinten an, gerade so viel wie der normalen Größenzunahme des auswachsenden Kiefers entspricht. Gleichzeitig mit dem Wurzelwachstum entsteht das Septum interalveolare zwischen $M_{\overline{2}}$ und $M_{\overline{3}}$ unter Zug von vorn und Druck von hinten. Gleichzeitig wird die Kuppe des ersten Joches mit Schmelz versehen. Sobald dann der Zahn vorn genügend verkeilt ist und der Wurzelzapfen gleichsam Grund gefaßt hat, taucht das erste Joch hinter $M_{\overline{2}}$ in die Kaustellung empor. Vorher schon ist die Knochenwand am Kieferoberrand hinter $M_{\overline{2}}$ resorbiert worden. — Bei alten Kiefern schiebt der $M_{\overline{3}}$ nicht mehr bis an das hintere Kinnloch vor; der Platz des $M_{\overline{2}}$ bleibt unter Einebnung der Löcher z. T. frei.

Unerklärt bleiben in der Aichel'schen Theorie auch die *Mastodon*-Zähne mit Wechselstellung der Halbjoche (von *M. arvernensis* z. B.). Im Unterkiefer dieser Arten stehen die prätriten, äußeren Joche alternierend mit den Tälern der Innenhalbjoche, d. h. die Außenseite des Zahnes bleibt längs der Mediane gegen die Innenseite beträchtlich zurück. Dieses Zurückbleiben der prätriten Jochseite wird nach Vacek dadurch veranlaßt, daß sich vorn an der Außenseite basale Schmelzwucherungen (Kallus) bilden, welche die Außenjoche bei der Zahnschiebung aufhalten und gleichsam ein Vorauseilen der Innenjoche verursachen. Auch die letzten Molaren zeigen diese alternierende Jochstellung [1]. Der Zustand ist erblich festgehalten, denn nicht immer lassen sich stauende kallöse Schmelzmassen an der Vorderseite nachweisen.

Wenn man die Aichel'sche Theorie des Kieferwachstums ablehnt, bleibt auch die Frage nach der Unterdrückung der Prämolaren in der Stammesgeschichte der Elefantiden neu zu beantworten. Es scheint, daß, ähnlich wie bei *Phacochoerus* die Eckzähne, bei den Mastodonten die unteren Stoßzähne durch ihr gewaltiges Größenwachstum eine das Prämolarengebiß schädigende Rolle spielen (Störung der Innervation usw. durch Untertunnelung). Kein Mastodont begegnet dieser Schädigung durch Erhöhung des Alveolarteils, worin die Prämolaren sitzen; der Kiefer bleibt niedrig walzenförmig. Im Molarenteil dagegen wird der Kiefer überhöht. Wir kennen kein *Mastodon*, bei dem alle 6 Backenzähne in geschlossener Reihe gleichzeitig gebraucht werden. Zwischen dem oligocänen *Palaeomastodon* und den ersten (untermiocänen) echten *Mastodon*-Arten klafft eine Wissenslücke. Deswegen läßt sich der Vorgang der Unterdrückung des Prämolarengebisses nicht in den Anfangsstadien verfolgen. Bei den ältesten Mastodonten ist die Funktionsfolge der Backenzähne ähnlich wie bei *Elephas*, nur graduell verschieden. Sie zeigen den sogen. „horizontalen Zahnwechsel".

Geol.-pal. Inst. d. Univ. Berlin, 5. Juni 1921.

[1] Vacek's Erklärung bedarf der Nachprüfung. Nach Schlesinger handelt es sich um Rückverlagerung der prätriten Joche.

Besprechungen.

P. Groth und **K. Mieleitner:** Mineralogische Tabellen. 8°. 176 p. München u. Berlin 1921. Verlag von R. Oldenbourg. Preis geb. 34 Mk.

Eine neue Auflage von GROTH's „Tabellarischer Übersicht der Mineralien“, deren letzte im Jahre 1898 erschienen war, wurde von allen, die eine Sammlung zu verwalten haben, mit Sehnsucht erwartet, durfte aber nach Lage der Verhältnisse in dieser Zeit kaum erhofft werden. Die Tatkraft des Verf.'s hat aber alle Hindernisse zu überwinden verstanden und in erstaunlich kurzer Zeit den Elementen der physikalischen und chemischen Kristallographie (dies. Centralbl. 1921. p. 287) diese Tabellen folgen lassen. Zwar sind sie nicht einfach eine neue Auflage der „Tabellarischen Übersicht“, der Titel ist ein anderer, das Format ist kleiner geworden, der Verlag hat gewechselt, die Bearbeitung ist gemeinsam mit Dr. MIELEITNER erfolgt, aber die frühere Anordnung ist im wesentlichen beibehalten worden, nur alles knapper gefaßt.

In der Einleitung wird eine kurze Übersicht über die nach der chemischen Zusammensetzung unterschiedlichen Klassen gegeben, in der für die Silikate die bekannten Anschauungen des Verf.'s über deren Konstitution zugrunde gelegt werden. Bei jedem sicher bestimmten Mineral wird dessen Formel, Kristallklasse und Achsenverhältnis, bei den trigonalen dazu der Winkel α angegeben, die unsicheren oder Gemenge mit kritischen Bemerkungen jeweils angeschlossen, bei isomorphen oder isodimorphen Gruppen eine Übersicht vorausgeschickt. Auch die erst in jüngster Zeit bekannt gewordenen neuen Mineralien sind noch aufgenommen worden, so daß jeder, der sich über die bekannten Mineralien und deren Stellung im System unterrichten will, in diesen Tabellen einen zuverlässigen Führer findet. Die wissenschaftliche Welt ist dem Verf. für seine reichen Gaben des reifsten Alters zu besonderem Dank verbunden. Glücklich der, dem es vergönnt ist, die Ernte eines nur der Arbeit gewidmeten, reichen Lebens bis zur letzten Garbe einzubringen in dem sicheren Bewußtsein, damit auch das Saatgut für Ernten späterer Zeiten gesichert zu haben!

Mit dieser tabellarischen Übersicht sind in einem zweiten kleineren Teil Tabellen zum Bestimmen der wichtigeren Mineralien nach äußeren Kennzeichen verbunden; auf chemische Reaktionen wird hierin nur ganz ausnahmsweise verwiesen, es gilt hierfür das, was Ref. bei anderer Gelegenheit (dies. Centralbl. 1921, Besprechung von A. LEHNER, Tafeln zum Bestimmen der Mineralien) gesagt hat. R. Brauns.

L. V. Pirsson and **Ch. Schuchert**: A textbook of geology. New York, 1915. Part 1: Physical geology by L. V. Pirsson. Part 2: Historical geology by Ch. Schuchert. 1050 p.

Es ist nicht ohne Reiz, wissenschaftliche Lehrbücher des Auslandes zu studieren. Sie verkörpern die Lehrmeinung und Denkweise von Generationen von geistig Arbeitenden. Die Entwicklung der wissenschaftlichen Gedankengänge ist eine verschiedene bei uns und jenseits des Ozeans. Es kann im Interesse einer Fortentwicklung nur von Vorteil sein, aus der bei uns üblichen Betrachtungsweise einmal herausgelöst zu werden.

Das Lehrbuch von Pirsson und Schuchert enthält mancherlei, was der Kritik wenig standhält. Im wesentlichen aber liegt mir daran, die abweichende Art der Darstellung zu kennzeichnen.

1. Pirsson: Physikalische Geologie.

Auf eine Gliederung in endogene und exogene Vorgänge wird verzichtet, wie überhaupt im großen auf jede kausale Anordnung der Vorgänge. Ein erster Abschnitt: Dynamische Geologie bringt in 9 Kapiteln aufbauende und abtragende Faktoren mit dem Vulkanismus, Hebung und Senkung, und Erdbeben; ein zweiter: Strukturelle Geologie vereinigt Sediment- mit Eruptivbildung, Gebirgsbildung und Erzlagerstätten. Das scheint kein Gewinn. Besonders mißfällt die Zerreißung der endogenen Vorgänge, deren enge genetische Verknüpfung zu betonen wir mehr denn je für nötig halten. Immerhin ist es verständlich, erst die wirksamen Kräfte, dann das Resultat ihrer Betätigung vorzuführen. Auch ist es pädagogisch richtig, den Geist des Lernenden vom Bekannten zum Unbekannten, vom Gegenwärtigen zum Vergangenen zu lenken.

Die illustrative Ausstattung ist ausgezeichnet. In bezug auf Verwendung klarer Blockdiagramme könnte man bei uns viel lernen. Diese Art der Darstellung ist billig und klar. Auch gegen die Wiedergabe nordamerikanischer Beispiele sollte man sich nicht sträuben, wenn Europa keinen gleichwertigen Ersatz bietet, so z. B. bei den Veränderungen des Mississippi-Deltas (p. 57). Die Fähigkeit, klare Anschauungen zu übermitteln, tritt besonders hervor bei Behandlung der Sedimentation, der ozeanischen Räume, der Darstellung der aufbauenden und zerstörenden Wirkung des Ozeans. Durch gute bildliche Darstellungen wird an Text viel gespart.

Die Behandlung der allgemein-geologischen Probleme ist nach Möglichkeit eine streng chemisch-physikalische. Als Beispiel nenne ich den Abschnitt über die Bewegung des Gletschers. Wobei nicht vergessen werden darf, daß es sich hier um ein kurzgefaßtes Lehrbuch handelt. Das Bedürfnis nach einwandfreier Definition der Begriffe hat zu einer Bereicherung der Nomenklatur besonders auf dem Gebiet der Tektonik geführt. Einiges in Amerika schon längst Verwendete könnte wohl übernommen werden, so der Begriff „pitch“ für geneigte Mulden- und Sattelachsen (P. Cornelius gebraucht dafür

nenerlich den guten Ausdruck „Axialgefälle“). Auch das, was z. B. über „nonconformity“ und „disconformity“ (p. 291) gesagt, ist eine Bereicherung insofern, als es auf diffizilerer Betrachtung der Lagerungsverhältnisse begründet ist. Am weitestgehenden zeigt sich das Bedürfnis seit langem in der Nomenklatur von Lagerungsformen der Eruptiva. Aber in dieser Hinsicht wird wohl v. Wolff's „Vulkanismus“ in deutschen Lehrbüchern Wandel schaffen.

Ein Musterbeispiel abgerundeter Darstellung ist das Kapitel „mountain ranges, their origin and history“. Um ein vollständiges Bild zu geben von der Geosynklinale bis zur Peneplain wird die Wiederholung besprochener Vorgänge nicht gescheut. So ist jedes Kapitel ein Ganzes in sich, die Kenntnis der übrigen nicht voraussetzend. Auf die erschöpfende Wiedergabe aller Theorien wird verzichtet und vorgezogen, positiv Gewonnenes zur Darstellung zu bringen. Es scheint mir der Typ eines guten Lehrbuches, das der junge Student noch von vorn bis hinten durchlesen kann und mag. Kleindruck von Abschnitten speziellerer Darstellung erleichtert dem Lernenden die Unterscheidung von mehr und weniger Wesentlichem. Dem ausgesprochenen Sinn des Amerikaners für Fragen der angewandten Geologie entspricht die Anfügung eines Kapitels über Erzlagerstätten.

2. Ch. Schuchert: Historische Geologie.

Was hier gegeben wird, ist wesentlich verschieden von allem, was man bei uns Formationskunde zu nennen pflegt; in erster Linie fern von der Art eines Nachschlagewerkes, das etwa über die Gliederung der Formationen in verschiedenen Gebieten ± eingehend orientiert. Im Vordergrund steht der Gedanke von der Entstehung und Entwicklung des Lebens auf der Erde, ohne daß die Gesichtspunkte der Paläogeographie und der Sedimentbildung vernachlässigt würden.

Der umfangreiche allgemein-stratigraphische Teil bringt die Grundlagen der Physiologie und Systematik der Organismen, ein Kapitel über die Theorien der Entwicklung des Lebens auf der Erde, wie man es sonst nur in Lehrbüchern der Paläontologie antrifft. Die Kontinente und Meere, ihre Bedeutung für die Entwicklung des Lebens werden gewürdigt, wobei manches aus dem Bereich der allgemeinen Geologie unter anderem Gesichtswinkel herangezogen wird, so daß die Wiederholung nicht als Nachteil erscheint. Es ist gut, sich bewußt zu bleiben, daß es den umfassenden Begriff „Geologie“ noch gibt, den wir als „Geschichte der Erde und des Lebens“ deuten. Von diesem Gesichtspunkt aus ist die allgemeine Geologie nie Selbstzweck, stets nur Mittel zum Zweck.

Es ist bezeichnend für das Werk, daß ein Sechstel des Umfanges der Stratigraphie auf allgemein-stratigraphische Betrachtungen verwandt werden. Ich betrachte es als einen Gewinn, wenn hier, wohl zum erstenmal, das Prinzip durchbrochen und Sonderkapitel des Werkes wie das über die Entwicklung des Sonnensystems und später andere von Spezialisten zur Darstellung kommen. Der regionalen

Bedeutung des Archäozoicums und Proterozoicums in Nordamerika entspricht es, wenn auf ihre Schilderung reichlich Gewicht gelegt wird.

Die Entwicklung des Lebens in den einzelnen Formationen steht in bezug auf Umfang der Darstellung weit an erster Stelle. Neben einer allgemeinen Würdigung der Faunen werden jeweils bei dem Neuauftreten einer Tiergruppe eingehende paläontologische Orientierungen unter Anknüpfung an rezente Formen gegeben. So sind beim Cambrium 5 Seiten der Organisation den Trilobiten gewidmet, 4 den Brachiopoden, je 3 den Zweischalern, Gastropoden und Cephalopoden; beim Ordovician 16 Seiten den Cnidarien, Anthozoen und Echinodermen. Eine Einführung in die Paläontologie der Fische bringt das Obersilur; Carbon—Perm schließen mit einer Paläophytologie der Monocotylen von 15 Seiten und einem Abschnitt über die Entwicklung von Amphibien und Reptilien. So wird die Kenntnis der ganzen fossilen Tierwelt je nach Bedarf vermittelt, bis zum prähistorischen Menschen. Wie wenig dabei auf Kenntnis der Systematik und spezieller Merkmale Wert gelegt wird, und wieviel auf Erweckung einer allgemeinen Anschauung, zeigt, daß unter den außerordentlich zahlreichen Bildern von Wirbeltieren sich nicht eine einzige Skelettdarstellung, sondern lediglich Rekonstruktionen finden.

Ein Zeichen von Objektivität ist es, daß bei der Darstellung der Sedimente der einzelnen Formationen oft europäische gegenüber amerikanischen in den Vordergrund gestellt werden (z. B. old red).

Die Veränderung von Land und Meer, reich illustriert durch Karten, nimmt jeweils einen weiten Raum ein; das gleiche gilt von der Darstellung der nutzbaren Lagerstätten der verschiedenen Formationen.

Auch dieser zweite Teil des Gesamtwerkes ist ein abgerundetes Ganzes. Nicht gerade ein Buch für den vorgeschrittenen Geologie-Studierenden, mehr eine Einführung für den Anfänger. Vor allem aber ein Buch, das man stets gern dem „Nebenfächler" und dem werdenden Oberlehrer in die Hand drückt. Es ist bedauerlich, daß unser Bestand an deutschen Lehrbüchern nichts diesem Gleichwertiges enthält. **A. Born.**

L. Kober: Der Bau der Erde. 324 p., 46 Textfig., 2 Taf. Borntraeger-Berlin 1921. (Geh. 80 Mk.)

Im „Antlitz der Erde" trug Suess ein fast unabsehbares Beobachtungsmaterial zusammen, um eine gleichmäßig durchgearbeitete Übersicht vom geologischen Aufbau der uns zugänglichen Erdkrustenteile zu geben. Eine Fülle großartiger Erkenntnisse von gesetzmäßigem Geschehen und weithin reichenden Zusammenhängen war fast eine Nebenfrucht des beschreibenden Werkes.

Der Titel des vorliegenden Werkes tritt anspruchsvoller auf. Auch hier ist nur die äußerste Erdhülle, nicht der ganze Planetenkörper gemeint und abgezielt ist im besonderen nur auf die Groß-

tektonik in sichtlicher Anknüpfung an die Geosynklinal-Theorie und Weiterentwicklung bezw. Abwandlung derselben, sowie in Verfolgung der Ampferer'schen theoretischen Gedankengänge über das Wesen der Tektonik (Scholle und Ring).

Eine sehr klare Anordnung des Stoffs und eine außerordentlich straffe, knappe Ausdrucksweise (fast keine Nebensätze!), die bis zu bloßen Andeutungen verkürzt erscheinen kann, ermöglicht die Bewältigung einer ungeheuren Aufgabe auf verhältnismäßig beschränktem Raum (bei weitem, schönem Druck auf gutem Papier). Ein gelegentlich großzügiges Hinweggleiten über Einzelheiten ist dabei unvermeidlich und ohne Bedenken, wenigstens soweit sich das Buch an Fachkreise wendet.

Weniger einwandfrei scheint mir ein Prokrustes-Charakter der Darstellung, der den Stoff nach seinen Bedürfnissen formt, wo er sich nicht zwanglos fügt. Um nur ein der Beurteilung des Ref. zugänglicheres Gebiet herauszugreifen, werden wieder einmal entgegen dem klaren Bild der geologischen Karte die tektonischen Züge Südafrikas als der Küste parallel umlaufend, statt quer über die Ostküste hinaustretend, dargestellt. Eine vom Ref. entworfene paläogeographische Skizze des Kontinents wird bezüglich der Triasumgrenzung ohne ein Wort der Begründung oder auch nur des Hinweises auf die ganz wesentliche Abänderung geradezu in ihr Gegenteil umgewandelt, der Unterschied zwischen germanischer und alpiner Trias im westlichen Mittelmeerbecken, der hier allergrößte Bedeutung gewinnt, mit völligem Stillschweigen übergangen. Auf solche Pfeiler stützt sich dann die Lehre von der „Abhängigkeit des Baues und der Transgressionen vom orogenen Ring"!

Dessen ungeachtet kann ich mich dem Eindruck eines großen Wurfs nicht entziehen — im Gegensatz zur Wegener'schen Synthese! Hypothetisches, höchst Hypothetisches wird auch hier geboten. Aber das Bild, das sich entrollt, ist weniger unnatürlich, findet eine wirkliche Verankerung im Werdegang und Zustand der Erdoberfläche. Eigenartig, wie ungeheuer gegensätzlich im gegenwärtigen Stadium unsere Entwürfe noch ausfallen können: Nicht am Meeresboden läge nach Kober das Sima zutage, sondern gerade in den alten Tafeln soll es der Oberfläche nahe kommen. Wo Wegener den südamerikanischen Erdteil dem afrikanischen davonschwimmen läßt, wird hier der südliche Atlantik in die Schraubstockbacken eingespannt und von den beiden Landmassen zusammengepreßt!

Das ist zugleich das Leitmotiv überhaupt, das in einer sehr interessanten Erdkarte anschaulichste Darstellung erfährt. Die Schrumpfung der Erde vollzieht sich in den die alten Kontinentalmassen trennenden Zwischenzonen. Die letzteren werden ausgepreßt und verschmälert, sind also ursprünglich nicht jene schmalen Kanäle (Durchschnitt 1000 km), als die sie heut erscheinen. Sie laufen somit konzentrisch den Land-Umrissen

angepaßt um alle Kontinente, die (nach HAUG) von den gleichsam ausgestoßenen Wassermassen in Transgressionen überflutet werden.

Infolge der Pressung können die „Orogen"-Züge entgegen ihrer wahren Synklinalnatur periodisch gehoben werden und so Landmassen miteinander verschweißen, wie gegenwärtig Eurasien und Afrika. Im Atlantik aber ist die Zone zurzeit ganz, im Indik größtenteils versenkt und hat randliche Festlandspartien mitgerissen. Im Pazifik endlich sind mehrere Kontinentalkerne und ihre orogenen Ringe insgesamt versunken.

Die wesentlichste Anschauung scheint mir nun die zu sein. daß die heransquellenden Faltendecken randlich beiderseits auf die Festschollen hinaufkriechen, also von ihnen gleichsam unterschoben werden. Was Verf. für den alpinen Zug schon früher nachzuweisen suchte, erscheint nunmehr als allgemein giltiges Gesetz. Der Bau der Großfalten ist danach nicht mehr einseitig. sondern wird wieder symmetrisch (allerdings mit Bewegung von innen nach außen), sobald wir die ganze Geosynklinale ins Auge fassen! Der Gegensatz zwischen Alpiden- und Dinariden-Bewegung ist keine lokale und sekundäre Anomalie. Nur die Verschweißung der üblicherweise durch eine Zwischenmasse weitgetrennten beiden Stämme in einer „Narbe" hat das Verständnis erschwert, ist aber keineswegs ohne Parallele. Die Pilzfalte ersteht in neuem Gewande wieder auf!

Das Werk packt den Stier bei den Hörnern: Die vergleichende Anatomie der Orogenzonen muß bei ihrer Beweglichkeit und Reaktionsfähigkeit den Schlüssel liefern zum Bauplan der Erdkruste überhaupt. Alles andere sind Nebenerscheinungen, die erst aus der Kenntnis des Hauptphänomens heraus einem Verständnis entgegenreifen können. Darin beruht der gewaltige Wert der Alpenforschungen, deren Ergebnisse KOBER denn auch an den Anfang seiner Ausführungen als Spezialbeispiel stellt.

Daß jene Kenntnis nun schon erreicht wäre, darf nicht erwartet werden. Aber eine wertvolle neue Klärung der Fragestellung ist uns geschenkt. So manches Beweisstück liegt unzugänglich am Meeresgrunde. Vieles läßt sich erwidern, aber auch eine Gegnerschaft verspricht fruchtbar zu werden. **Hennig.**

Personalia.

Zu **Ehrenmitgliedern** der Deutschen Geologischen Gesellschaft wurden ernannt die Herren: Geh. Oberbergrat Prof. Dr. **F. Beyschlag**, Direktor der Preuß. Geolog. Landesanstalt, Geh. Bergrat Prof. Dr. **v. Branca** in München, Geh. Regierungsrat Prof. Dr. **H. Bücking** in Berlin (früher Straßburg), Prof. Dr. **v. Eck** in Stuttgart, Prof. Dr. **Alb. Heim** in Zürich, Geh. Bergrat Prof. Dr. **Jentzsch** in Gießen (früher Berlin), Geh. Regierungsrat Prof. Dr. **Em. Kayser** in München (früher Marburg).

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Über Quarz als geologisches Thermometer und die Bedeutung der Zusammensetzungsfläche von Zwillingen.

Von **O. Mügge** in Göttingen.

Mit 3 Textfiguren.

Es ist früher[1] darauf aufmerksam gemacht, daß bei der Entstehung des trigonalen Quarzes (α-Quarz[2]) aus hexagonalem[3] (β-Quarz) ein Zerfall in zwei Individuen stattfindet, die sich in Zwillingsstellung nach (10$\bar{1}$0) befinden. Oberhalb 575° entstandener Quarz wird also diese Zwillingsbildung zeigen, und Quarz, der sie nicht zeigt, wird unterhalb 575° entstanden sein. Eine Anfrage von geologischer Seite, sowie die Wahrnehmung, daß von diesem „geologischen Thermometer" zuweilen ein unzulässiger Gebrauch gemacht ist, haben die folgenden Bemerkungen und Untersuchungen veranlaßt.

Bei Wright und Larsen[4], denen wir die sorgfältigste Bestimmung der Umwandlungstemperatur $\alpha \succ \beta$, sowie die Feststellung verdanken, mit wie geringer Verzögerung auch die Rückumwandlung $\beta \succ \alpha$ vor sich geht, heißt es (p. 437), daß die nach Erhitzung eines regelmäßig (regularly[5]) verzwillingten Quarz-

---

[1] O. Mügge, N. Jahrb. f. Min. etc. Festbd. 1907. 181.

[2] Ich werde im folgenden wie früher unter α-Quarz den trap.-tetart. verstehen, unter β-Quarz den trap.-hemiedr. Der Vorschlag von Boeke, die bei höchster Temperatur entstehende Modifikation als α zu bezeichnen (Grundlagen d. phys.-chem. Petrogr. p. 49. 1915), ist nicht ausführbar, da ja auch der Druck in Frage kommt, und also geeignet, Verwirrung hervorzurufen (bei Schwefel z. B. entsteht oberhalb 1320 Atm. aus Schmelzfluß der rhombische).

[3] Mit der trap. Hemiedrie des β-Quarzes sind alle bisherigen Beobachtungen verträglich: Ätzfiguren (nach Friedel, Mügge, Nacken), das Verschwinden der Piezoelektrizität oberhalb 575° (Perrier), ebenso das Laue-Röntgenogramm (aufgenommen von Rinne u. Gross) und der Zerfall in 2 Individuen unterhalb 575°.

[4] Wright und Larsen, Amer. Journ. of Sc. (4.) 27. 440. 1909. — Zeitschr. f. anorg. Chem. 68. 338. 1910.

[5] Ich nehme an, daß darunter ein Zwilling nach (10$\bar{1}$0) (nicht Verwachsung von rechtem mit linkem) mit geradlinigen Grenzlinien verstanden ist.

kristalls über 575° und Wiederabkühlung desselben auftretenden Zwillingsgrenzen in der Regel nicht mehr gerade sondern unregelmäßig verlaufen. Dem kann ich nicht ganz beipflichten, denn nach meiner Erfahrung verlaufen auch bei den primär nach (10$\bar{1}$0) verzwillingten Quarzen die Zwillingsgrenzen vielfach, vielleicht sogar meist, krummlinig, so daß man aus unregelmäßigem Verlauf nicht auf eine Bildungstemperatur oberhalb 575° schließen kann. Der Irrtum gegenüber den eingangs hervorgehobenen Sätzen scheint dadurch hervorgerufen, daß die Verf. auch dem β-Quarz eine gewisse Neigung zur Bildung von Zwillingen nach (1010) zuerkennen („the tendency in the latter form [β] to form twins therefore is much less strong than in the α-form“), während in Wirklichkeit ja β-Quarz gar keine Zwillinge nach diesem Gesetz bilden kann.

Nach dem Vorgange von Wright und Larsen und z. T. unter Berufung auf die „Hypothese von Wright“ haben dann eine Reihe skandinavischer Petrographen die Bildungstemperatur für einige Quarzvorkommen nach dem Vorhandensein oder Fehlen regelmäßiger und unregelmäßiger Zwillingsgrenzen beurteilt[1]. Vorausgesetzt, daß es sich in jenen Fällen, wo diese Autoren geradlinige Grenzen beobachtet haben, überhaupt um Zwillinge nach (10$\bar{1}$0), nicht um Verwachsungen von Rechts- mit Links-Quarz gehandelt hat, wäre doch folgendes dazu zu bemerken.

Beobachtungen an Bergkristallen. Nach meiner Erfahrung ist der Verlauf der Grenzen bei Zwillingen nach (1010) im allgemeinen ein ganz unregelmäßiger. Besonders festgestellt wurde dies jetzt noch an 14 Kristallen, an denen natürliche Ätzung sie genau verfolgen ließ, z. T. nur auf (1011) und (01$\bar{1}$1), z. T. auch auf (10$\bar{1}$0). Dasselbe gilt für 20 Kristalle aus dem Tavetsch, an denen die Grenze durch künstliche Ätzung mit HF sichtbar gemacht wurde. Hie und da verlaufen die Grenzen auch wohl eine kurze Strecke nahezu geradlinig, und zwar // (1010), meist aber sogar recht kompliziert unregelmäßig. An vier geätzten Kristallen vom Hollersbachtal im Ob. Pinzgau waren die Grenzen weniger kompliziert, öfter annähernd geradlinig, dabei herrschte meist das eine Individuum stark vor, vier andere waren sogar ganz einfach. Im ganzen ließ sich aber an ungefähr 300 Flächen von Bergkristallen ein so unregelmäßiger Verlauf der Grenzen feststellen, daß danach die Frage, ob die Zwillingsbildung primär oder sekundär sei, nicht hätte entschieden werden können. Nach den von Wright und Larsen angegebenen Merkmalen wäre

[1] Mäkinen, Bull. Comm. géol. Finl. **35**. 23. 1913; Borgström, das **41**. 26. 1914; Laitakari, das. **54**. 20. 1921. — le Chatelier (Kieselsäure und Silikate. 1920. 99) schließt, daß Quarz oberhalb 575° entstanden ist. wenn seine (natürlichen) Ätzfiguren auf allen Pyramidenflächen dieselben sind. Das kann natürlich sehr leicht irreführen!

die größere Wahrscheinlichkeit die für β-Quarz gewesen, auch für die vom Hollersbachtal, wenn nicht die vier ganz unverzwillingten Kristalle dieses Vorkommens dem sofort widersprochen hätten.

Daß aber auch die Kristalle vom Tavetsch unterhalb 575° entstanden sind, ergibt sich zweifellos aus der Lage ihrer Trapez- und Parallelogrammflächen zu den von Natur oder durch Ätzung sichtbar gemachten Zwillingsgrenzen[1].

An 3 Kristallen der ersteren Art ließ sich mit größter Genauigkeit durch makro- und mikroskopische Untersuchung feststellen, daß die Zwillingsgrenzen niemals an die Kanten der Trapez- und Parallelogrammflächen (außer allenfalls an deren Endpunkten!) herantreten oder erstere gar überqueren, vielmehr gehört jede solche Trapez- oder Parallelogrammfläche stets nur dem einen oder nur dem andern der beiden Zwillingsindividuen an. Das wäre offenbar nicht zu erwarten, wenn die Zwillingsbildung erst bei der Umwandlung $\beta \rightarrow \alpha$ vor sich gegangen wäre, der Verlauf der Grenzen würde dann von den genannten Flächen nicht so abhängen[2]. (Es wurden untersucht 12 Trapez- usw. Flächen in ihren Grenzen zu 27 Nachbarflächen; die Zwillingsgrenzen überqueren sie nie, was um so mehr auffällt, als sie ihnen auch bis auf mikroskopische Abstände nahekommen.)

Dasselbe trifft auch zu für die oben erwähnten 20 geätzten Kristalle vom Tavetsch, die nach der Verteilung der Trapez- und Parallelogrammflächen sämtlich Zwillinge waren. An 143 Trapez- und Parallelogrammflächen und auch steilen Rhomboedern und ihren Kanten zu 208 andern Flächen konnte dasselbe wie oben festgestellt werden. Die Zwillingsgrenzen sind somit trotz ihres ganz unregelmäßigen und vielfach sehr komplizierten Verlaufs ganz sicher primär, die Quarze unterhalb 575° entstanden.

Dasselbe Ergebnis hatte die Untersuchung der vier verzwillingten Rauchquarze aus dem Hollersbachtal mit 29 Trapez- usw. Flächen gegenüber 35 Nachbarflächen.

[1] Ob das Auftreten von trigonalen Trapezoedern und trigonalen Pyramiden charakteristisch für Bildung unter 575° ist, wie Wright und Larsen (p. 438) meinen, scheint immerhin zweifelhaft. Wenn auch solche Flächen an pyrogenen Quarzen bisher wohl niemals beobachtet sind, steht doch nichts im Wege anzunehmen, daß sie dort und namentlich auch an Bergkristallen oberhalb 575° gebildet werden könnten. Auch das Fehlen deutlicher Unterschiede in der Größe der abwechselnden Pyramidenflächen ist als Kennzeichen der Bildung als β-Quarz kaum zu verwerten, wie dort empfohlen wird, denn diese Regellosigkeit zeigt sich auch oft genug an zweifellos unter 575° entstandenen Kristallen.

[2] Auch auf dieses Kennzeichen gewachsener Zwillinge wurde von mir (l. c. p. 189, Anm. 5) hingewiesen; jeder Unterbrechung einer Parallelogrammfläche entspricht das Herantreten eines Zwillingsteiles an die von ihr abgestumpfte Kante wie Fig. 1.

Eine Entstehungstemperatur unter 575° kommt vermutlich allen Bergkristallen der Alpen zu, obwohl unter ihnen ja wirklich (d. h. nach Maßgabe der Ätzung) unverzwillingte recht selten sind (namentlich anscheinend unter den größeren); immerhin wäre eine Untersuchung zahlreicher Kristalle von mannigfaltigen alpinen Vorkommen daraufhin nützlich, um sich vor Täuschungen zu bewahren. Für die unten folgenden Erörterungen sei noch bemerkt, daß unter allen diesen alpinen Kristallen keiner angetroffen wurde, der nach der Ätzung Streifen parallel den Rhomboederflächen gezeigt hätte.

Von besonderem Interesse schien es mir, auch die kleinen Bergkristalle zu untersuchen, die in den Drusenräumen des roten Granits von Baveno aus schriftgranit-ähnlichen Massen gleichsam herauswachsen, zumal sie auch Trapez- und Parallelogrammflächen

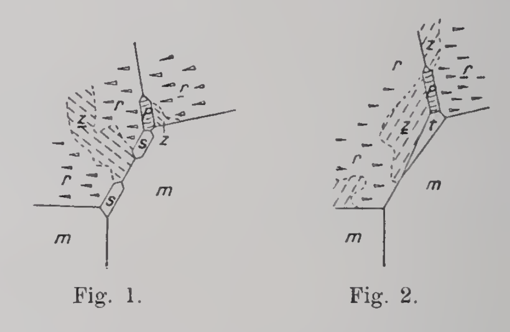


Fig. 1. Fig. 2.

tragen. An 22 Kristallbruchstücken wurden 40 Ecken durch solche, allerdings meist nur sehr kleine Flächen abgestumpft. Die mikroskopische Prüfung nach der Ätzung ergab, daß sämtliche Kristalle nach (10$\bar{1}$0) verzwillingte Teile enthielten, während Verwachsungen von Rechts- mit Links-Kristallen ganz fehlten. Die Zusammensetzungsflächen verliefen im allgomeinen auch hier ganz unregelmäßig, nur hie und da annähernd // (10$\bar{1}$0), indessen waren sie wenig kompliziert. Ferner zeigte sich, daß auch hier die Parallelogramm- und Trapezflächen[1] der von den Schweizer Kristallen her bekannten Regel durchaus folgten: sie liegen stets unterhalb dem positiven Rhomboeder, bei rechten Kristallen rechts usw. Zugleich bleiben die Zwillingsgrenzen ausnahmslos den Parallelogramm- und Trapezflächen fern, sie treten mit erstaunlicher Genauigkeit nur da an diese heran, wo diese verschwinden, d. h. an ihren Ecken; das ist namentlich da sehr auffallend, wo diese die Kante zwischen (10$\bar{1}$1) und (01$\bar{1}$0) nicht überall, sondern nur mit Unterbrechungon abstumpfen, bei jedem Wiederauftreten der

[1] obwohl diese Trapezoeder hier stumpfe sind, d. h. über (1121) usw. liegen (t der Fig. 2).

Abstumpfung tritt eine Zwillingsgrenze an die Kante heran (z. B. Fig. 1 u. 2), (P ist sog. Praerosionsfläche)[1].

Daraus ist mit Sicherheit zu schließen, daß auch diese Kristalle, obwohl alle Zwillinge mit unregelmäßigen Zusammensetzungsflächen und obwohl mit schriftgranitischen Bildungen innig verknüpft, doch schon unterhalb 575° entstanden sind.

Das gilt anscheinend auch für die großen (bis 20 cm) Quarzkristalle von Zinnwald mit ihren komplizierten, allerdings vielfach auch ∥ den Spuren von (h0$\bar{h}$l) auf (0001) verlaufenden Zwillingsgrenzen. Regelmäßigkeit in der Verteilung der großen und kleinen Rhomboederflächen fehlt durchaus, manche zeigen Trapezflächen (der gewöhnlichen Lage). Nur an zwei solchen konnte festgestellt werden, daß sie von Zwillingsgrenzen nicht durchquert werden; die Beobachtungen sind auch dadurch kompliziert, daß die natürlichen Flächen (10$\bar{1}$1) und (01$\bar{1}$1) und (10$\bar{1}$0) zur Ätzung nicht geeignet sind; man muß die oberste Schicht abschleifen, da diese anscheinend einen komplizierten und sehr lückenhaften Bau hat. Außerdem enthalten diese Kristalle anscheinend viele Lamellen entgegengesetzter Drehung.

Unter den in Drusen aufgewachsenen, also wohl aus stark gewässerten Lösungen kristallisierten Quarzen ist mir kein Vorkommen bekannt geworden, für das eine Bildungstemperatur über 575° anzunehmen wäre; wohl aber gibt es Vorkommen mit Anzeichen einer noch niedrigeren Bildungstemperatur als die alpinen.

Von einer Stufe von Schemnitz[2] wurden 70 Kristalle geätzt und 32 davon eingehend mikroskopisch untersucht, und zwar nur auf den Flächen (10$\bar{1}$1) und (01$\bar{1}$1), da die Ätzfiguren nach kurzer Ätzung (4—7 St.) auf (10$\bar{1}$0) noch nicht deutlich waren, nach längerer aber die Säure sich unter den Säulenflächen einfraß, was die Kristalle trübte und unbrauchbar machte. Zur Erkennung von Teilen in Zwillingsstellung wurden auch hier sog. Praerosionsflächen mitbenutzt. Die Kristalle (etwa 5—15 mm lang, 1—5 mm dick, ohne Trapez- usw. Flächen) erscheinen fast alle insofern einfach, als am Ende große und kleine Rhomboederflächen regelmäßig abwechseln oder nur die drei des positiven Rhomboeders vorhanden sind. An 7 Kristallen wurden auch nach der Ätzung keine Teile in Zwillingsstellung entdeckt (was nicht ausschließt, daß kleine solche Teile dennoch, durch die oberflächlichen verdeckt, vorhanden

[1] Sehr auffallend ist, daß die Grenze auf (10$\bar{1}$1) und (01$\bar{1}$1) nach der Ätzung meist durch einen flachen Ätzgraben bezeichnet wird, der um so deutlicher ist, je mehr die Grenze sich der Lage parallel zu einer der beiden Polkanten nähert, dagegen verschwindet, wenn sie der Randkante der Fläche parallel wird. Die Ursache könnte in der unten besprochenen unvollständigen Raumerfüllung längs gewisser Grenzflächen liegen.

[2] ohne nähere Angabe der Fundstelle; Begleiter ein wenig hellbrauner Breunnerit in kleinen, hohlen, wurmförmigen, aber einheitlich spaltenden Gebilden.

waren); immerhin wird es schon daraus, wie aus der Form, wahrscheinlich, daß sie unterhalb 575° gebildet sind. Auch bei den übrigen nach dem Habitus einfach erscheinenden Kristallen verrät die Ätzung durchweg nur ganz kleine Teile in Zwillingsstellung, und zwar liegen diese stets in unmittelbarer Nähe der von den 3 Flächen $(10\bar{1}1).(\bar{1}101).(01\bar{1}0)$ (oder analogen) gebildeten Ecke, und treten auch nur dann dort auf, wenn diese durch eine kleine Fläche der Lage $(01\bar{1}1)$ abgestumpft wird, niemals, wenn eine solche fehlt. Wohl aber stellen sich solche Abstumpfungen ein, auch ohne daß die Ätzung dort Teile in Zwillingslage offenbart (was ihr Vorhandensein unter der Oberfläche nicht ausschließt!). Innerhalb der großen Rhomboederflächen, losgelöst von den Kanten zu den kleinen, wurden niemals Teile in Zwillingsstellung bemerkt.

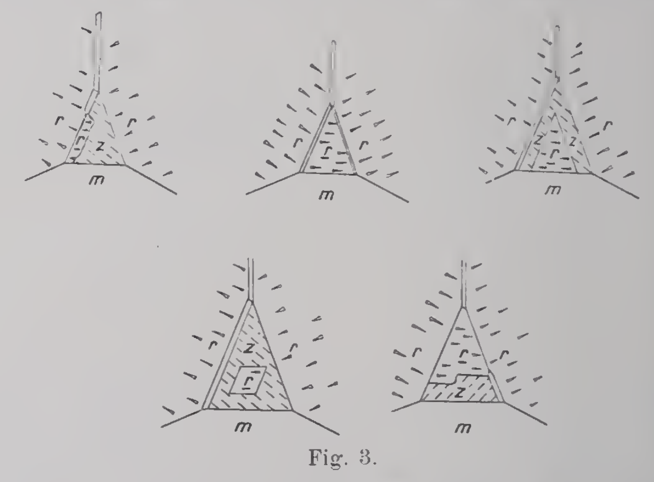


Fig. 3.

Sehr charakteristisch ist ferner, daß Teile in Zwillingsstellung, wo solche auftreten, entweder die ganze Fläche der Lage $(01\bar{1}1)$ einnehmen (selten), oder nur einen mikroskopischen, schmalen Streifen längs der einen oder beiden Kanten der kleinen abstumpfenden Fläche der Lage $(01\bar{1}1)$ zu den anliegenden großen von $\{10\bar{1}1\}$ (Fig. 3). Die Grenzfläche der verzwillingten Teile geht also entweder durch die Polkanten der Art $(10\bar{1}1):(01\bar{1}1)$ oder diesen in kleinem Abstand parallel, kann also in beiden Fällen Säulenflächen $(10\bar{1}0)$ entsprechen. Die Kleinheit der so eingelagerten Teile mag aus der Angabe erhellen, daß die Kante der Lage $(01\bar{1}1):(01\bar{1}0)$ meist nur 0,1—0,2 mm lang war und die verzwillingten Streifen meist nur ¼ dieser Breite einnahmen, und zwar auch an dickeren Kristallen, bei denen die entsprechende Breite von $(10\bar{1}1)$ mehrere Millimeter betrug.

Von den äußerlich einfach erscheinenden Kristallen zeigten nur drei kein regelmäßiges Abwechseln großer und kleiner Rhomboederflächen, und hier ergab die Ätzung bei dem einen, daß alle

fünf vorhandenen Endflächen solche des positiven Rhomboeders waren, auch bei den andern gehen die Grenzen genau oder fast genau durch die Polkanten der scheinbaren hexagonalen Pyramide, so daß jede Fläche derselben hinsichtlich ihres Charakters fast einheitlich, nämlich als eine solche des positiven Rhomboeders erscheint.

Von Interesse ist ferner, daß unter den untersuchten Kristallen im Verhältnis zu den schweizerischen auffallend viele (5) Juxtapositionszwillinge nach (1010) waren und auch bei ihnen die Zusammensetzungsfläche, z. T. modellartig genau, (10$\bar{1}$0) ist.

Ein weiterer Unterschied gegenüber den schweizerischen ist, daß nahezu auf allen Kristallen, z. T. auf den Endflächen, namentlich aber auf den Säulenflächen, feine Streifen parallel den positiven Rhomboederflächen sichtbar wurden: sie mögen z. T. nur Lücken im Kristallbau verraten, z. T. gehören sie nach Prüfung auf Schnittflächen (1120) Lamellen // (1011) in Zwillingsstellung nach (1010) an und sind anscheinend in den älteren Teilen der Kristalle reichlicher als in den jüngeren, nahe ihrer Spitze; in einem Falle entsprechen sie Lamellen entgegengesetzter Drehung. Auch wurde ein Juxtapositionszwilling von rechtem mit linkem beobachtet.

Obwohl also diese Kristalle von Schemnitz nicht, wie man nach der Form meinen könnte, einfache Kristalle sind, läßt sich daraus, daß der Verlauf der Zwillingsgrenzen eng mit der Formausbildung zusammenhängt, doch mit Sicherheit schließen, daß sie unterhalb 575° entstanden sind.

Aus dem Vorstehenden ergibt sich folgender *Schlüssel zur Bestimmung der Entstehungstemperatur.*

I. Ohne Zwillingsteile: $t < 575^0$.

II. Mit Zwillingsteilen

- a) mit Trapez- oder Parallelogrammflächen.
  - α) Verteilung und Verlauf der Trapez- usw. Flächen konform den Zwillingsgrenzen: $t < 575^0$.
  - β) Verteilung und Verlauf nicht konform: $t > 575^0$ (bisher nicht beobachtet).
- b) ohne Trapez- usw. Flächen.
  - α) Endflächen regelmäßige Kombination von positivem und negativem Rhomboeder bildend ($\pm$ R).
    1. Grenzen regelmäßig, ihr Verlauf mit der Formentwicklung zusammenhängend: $t < 575^0$.
    2. Grenzen unregelmäßig: sehr wahrscheinl. $t < 575^0$.
  - β) Endflächen hexagonale Pyramide (P) oder unregelmäßig in der Größe.
    1. Grenzen unregelmäßig: $t \gtrless 575^0$.
    2. Grenzen regelmäßig: wahrscheinlich $t < 575^0$.

Die benutzten Charaktere reichen also nicht in jedem Falle zur sicheren Bestimmung der Temperatur aus. (Schluß folgt.)

Die sogenannte Überschiebung von Livno.

Von **Friedrich Katzer** in Serajevo.

Mit 1 Textfigur.

Unter den Geographen der „Wiener Schule“ war wohl Alfred Grund, dessen hohe Begabung und seltene Schaffensfreudigkeit nicht im geringsten verkannt werden sollen, derjenige, der sich am meisten im übermäßigen Hineinbringen von geologischen Darlegungen in seine geographischen Arbeiten gefallen hat. Insbesondere ist dies der Fall in seinen auf Bosnien und die Hercegovina bezüglichen Publikationen, namentlich in der „Karsthydrographie“ [1], die zu drei Vierteilen eigentlich Geologie ist, allerdings zum großen Teil unzulängliche, mißverständliche und unrichtige Geologie. Das hiefür als Beleg in den folgenden Zeilen herausgegriffene eine Beispiel kann zugleich zur weiteren Begründung der bekannten Stellungnahme von W. Branca und E. Kayser gegen die übertriebene Betonung der Geologie in der Geographie dienen.

Es handelt sich um die Gegend von Livno in Westbosnien, welche am Ostrande des großen, nach ihr zubenannten Polje gelegene Stadt zu den in der geologischen und geographischen Literatur am häufigsten erwähnten Ortschaften Bosniens gehört.

E. v. Mojsisovics [2] hatte die geologischen Verhältnisse der dortigen Gegend auf Grund einer flüchtigen Rekognoszierung dahin gedeutet, daß auf dem Hauptdolomit des Krug-Gebirges, bzw. der Borova glava östlich von Livno gelber Jurakalk liege, welcher noch den oberen Teil der Steilwand bilde, mit welcher das Karstplateau der Krug planina gegen das Becken von Livno abstürzt. Scheinbar unter den gelben Kalken träten dünnplattige lichte Jurakalke auf und unter diesen Wechsellagerungen von festem Kalk und weicheren lichten Plattenkalken, welche v. Mojsisovics für entweder dem obersten Jura, oder aber der unteren Kreide angehörig ansah. Diese Schichten bezeichnete er als „Plattenkalk von Livno“ und bemerkte von ihnen, daß sie unter die Steilwand einfallen, aber an ihrem Fuße plötzlich das Verflächen ändern und sich von der Steilwand weg der Ebene zuneigen. Es sei klar, daß der gelbe Jurakalk in dem Raume zwischen dem Dolomit-Aufbruch der Borova glava und Livno infolge einer liegenden Faltung in verdoppelter Mächtigkeit erscheine. Dio scharfo Drehung

[1] Die Karsthydrographie. Studien aus Westbosnien. A. Penck's Geograph. Abhandl. VII, 3. Leipzig 1903.

[2] Mojsisovics, Tietze, Bittner: Grundlinien der Geologie von Bosnien-Hercegovina. 1880. p. 66.

der Fallrichtung in den mit weichen Plattenkalken wechselnden Kalken vor der Steilwand lasse aber eine zweifache Erklärung zu, nämlich, daß entweder ein Faltenbruch mit Verschiebung des abgerissenen Westschenkels, oder aber eine einfache Schichtenumbiegung vorliege, welche beiden Alternativen durch Profilskizzen veranschaulicht werden.

Es sei gleich gesagt, daß diese ganze Auffassung E. v. Mojsisovics' und daher auch die Folgerungen, die er daraus zog, irrig sind, was schließlich nicht wundernehmen kann, wenn man berücksichtigt, daß es sich bei Mojsisovics' flüchtiger Begehung um eine erste Pionierarbeit handelte, die gewissermaßen auf einen Wurf getan werden mußte und wegen der Kürze der zur Verfügung stehenden Zeit nicht nachgeprüft werden konnte.

Nach v. Mojsisovics hat sich mit dem Gebiete von Livno Jovan Cvijić näher befaßt [1]. Auf der Autorität Mojsisovics' fußend, hatte er keinen Anlaß zu eingehenderen geologischen Untersuchungen, sondern begnügte sich mit dem Hinweis auf Mojsisovics' Darstellung, indem er lediglich hervorhob, daß unterhalb der Bistricaquelle in Livno die Tertiärmergel nach NO unter die dichten gelblichen und grauen Kalke einfallen, welche von v. Mojsisovics zum Jura gezählt werden und welche ebenfalls nach NO einfallen, so daß am Rande des Polje bei Livno eine Überschiebung bestehe.

Dieses war der Stand der Anschauungen über die Geologie der östlichen Umgebung von Livno, als A. Grund seine Untersuchungen dort vornahm.

In seinen bezüglichen Darlegungen (l. c. p. 64—124) nennt Grund zwar den Namen v. Mojsisovics nicht, dennoch ist es zweifellos, daß er dessen Auffassung kannte. Es mag sein, daß durch die Nichterwähnung Mojsisovics' eine Polemik vermieden und außerdem zum Ausdruck gebracht werden sollte, daß der Schilderung der geologischen Verhältnisse ausschließlich eigene Untersuchungen zugrunde liegen.

Dabei ist Grund aber sogleich ein eigentümliches Mißverständnis unterlaufen, indem er die von v. Mojsisovics als „Plattenkalk von Livno“ bezeichneten Mergel des Steilabsturzes des Krug-Plateaus für Neogen hielt und in vielen Wiederholungen (p. 78, 79, 82, 103, 105, 119) immer wieder darauf zurückkommend, annahm, daß die jungtertiären Binnenlandmergel des Polje von Livno an den Steilwänden oberhalb Gorica bis 1100 m Seehöhe hinanreichen. Von diesem „Neogen der Livnoer Überschiebung“, wie er es nennt, sagt er (p. 78—79) wörtlich:

[1] J. Cvijić, Morphologische und glaziale Studien aus Bosnien, der Hercegovina und Montenegro. II. Die Karstpoljen. Abhandl. d. Geograph. Ges. Wien. III. 1901. Nr. 2. p. 35.

„Bei Potočani kann man in den Serpentinen der Straße nach Bugojno sehr schön die Faltung des Neogens beobachten, welche durch die Überschiebung im weichen Mergel hervorgerufen wurde; zuletzt fällt dieser aber nach NE unter den Kalk ein."

„Das Neogen reicht hier bis 1100 m empor. Seine Grenze gegen den Kalk sinkt nach NW, bei Podgreda erreicht es nur mehr 1060 m, bei Kaselov 1000 m."

„An der Ostseite von Livno reicht das Neogen nur mehr bis 920 m empor."

„An den Bistricaquellen von Livno ist das Neogen entfernt. die Mergelgrenze gegen den Kalk sinkt durch Livno hindurch sehr rasch bis auf 750 m herab. Durch die Quellen wurde hier die Überschiebungsfläche bloßgelegt."

„Das rasche Absinken der Grenze beweist, daß die Überschiebungsfläche hier sehr steil ist. Auch hier fällt im nördlichen Teil von Livno der Mergel unter den Kalk nach NE ein. Im südlichen Teile von Livno fällt er dagegen flach nach SW."

„Bei Zastiene liegt die Grenze zwischen Kalk und Mergel in 780—800 m Höhe. Auch hier ist der Mergel durcheinander geknetet und mit Harnischen versehen, er fällt nach NE unter den Kalk ein. Dieser selbst ist an der Überschiebung vielfach in eine Breccie umgewandelt. Im Steinbruch südlich davon, an der Straße nach Glamoč, herrscht dagegen flaches SW-Fallen. Hier führt der Mergel eine Fauna von Congerien und Melanopsiden."

„Zwischen Zastiene und Suhača liegt die Grenze des Mergels gegen den Kalk in 780 m Höhe. Im westlichen Teile von Suhača ist in einem Wasserriß, der östlich des Friedhofes (A. G. an der Straße nach Glamoč) nach N führt, der Mergel entfernt, so daß hier die Grenze bis auf 750 m herabsinkt."

„Hier zeigt sich, daß zwischen dem Mergel und dem Kalk nur mehr Anlagerung längs einer Bruchfläche herrscht. Die Überschiebung, die schon innerhalb Livnos nur an einer sehr steilen Fläche wirksam war, hört also zwischen Suhača und Zastiene auf."

Um jedes Mißverständnis auszuschließen, zeichnet sodann GRUND in einem Profil (auf p. 119) Potočani als inmitten einer liegenden Falte der angeblichen Neogenmergel gelegen.

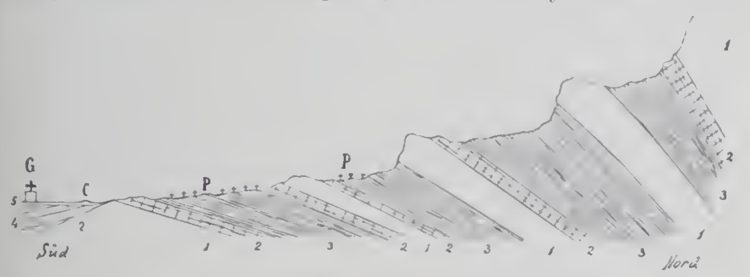
Das alles ist irrig.

Das Neogen reicht bei Potočani nicht bis 1100 m empor, weil die dortigen Mergel kein Neogen sind. Die Absinkung dieser Mergel gegen Livno ist nur eine scheinbare, bewirkt dadurch, daß der Rand des Polje sich mit dem Streichen der Mergel spitzwinklig schneidet und sie beweist für die Lage der Überschiebungsfläche gar nichts, weil bei diesen Mergeln überhaupt keine Überschiebung stattfindet.

GRUND unterscheidet nämlich zwei ganz verschiedene Dinge nicht: die Binnenlandmergel des kohleführenden

Oligocäns des Polje von Livno und die marinen Mergel von Potoćani etc., von welchen letzteren er wissen mußte, daß sie von v. Mojsisovics für obersten Jura oder untere Kreide gehalten wurden. Grund glaubte also die Sachlage besser erkannt zu haben als v. Mojsisovics, vergrößerte und vervielfachte aber nur dessen Fehler.

Denn in Wirklichkeit verhält sich die Sache so, daß die Mergel und die Kalke der Steillehne am Aufstieg von Livno zur Krug planina zusammen ein einziges System bilden und dem Eocän angehören. Die Kalke sind Nummulitenkalke, die Mergel griffelig oder oblattig zerfallende blaugraue Zementmergel, welche lediglich zwischen die Kalkbänke eingeschaltet sind und mit ihnen wechsellagern. Von einer Überschiebung dieser Eocänkalke über die nur faziell verschiedenen Mergel ist gar keine Rede, sondern es liegt in der Steilwand von Livno—Potoćani—Zagoričani gleichmäßige normale Schichtenlagerung vor. Erst jenseits des Steil-



Profil am Aufstieg vom Kloster Gorica zur Krug planina bei Livno in Westbosnien.

1 = Nummulitenkalk. 2 = Sandiger, z. T. kieseliger Plattenkalk. 3 = Mergel. Diese drei Schichtenglieder gehören dem Eocän an.

4 = Oligocäne Binnenlandmergel. 5 = Quartär. G = Kloster Gorica. C = Straße. P = Moslimische Friedhöfe am Aufstieg zum sog. Skok.

abfalles zieht zwischen dem Eocän und älteren Kalken der Krug planina eine Störung durch, welche eine Überschiebung dieser älteren Schichten über das Eocän bewirkt.

Das Profil vom Kloster Gorica aufwärts zur Krug planina ist in der Figur veranschaulicht.

Zwischen die gelbgrauen Nummulitenkalke, welche am frischen Bruch meist körnelig erscheinen und nur vereinzelte Nummuliten erkennen lassen, auf den angewitterten Flächen aber zeigen, daß sie überreich an Foraminiferen sind und stellenweise eine wahre Nummulitenbreccie darstellen, sind nebst einigen schwachen vier mächtigere Mergellagen eingeschaltet, die nicht eben parallel begrenzt sind, sondern mehrfach linsenförmig anschwellen und sich wieder verdrücken. Sie haben entweder nur zum Liegenden oder

auch zum Hangenden dünnschichtige, etwas sandige, stellenweise reichlich Kieselnester einschließende Plattenkalke, über welchen erst die dickbankigen Nummulitenkalke folgen. Diese bilden am Aufstieg von Gorica zu den Crljenicawänden, bezw. bei und oberhalb der türkischen Friedhöfe auf dem sog. Skok, hervortretende Rippen und mäßig hohe Staffeln, die über die Mergel kammartig aufragen und erst weiter oben bildet der Kalk die ansehnlichen Wände, welche den Absturz der Krug planina gegen Livno so steil gestalten. Von den Mergelbändern ist das dritte von unten das stärkste (ca. 35 m), von den Nummulitenkalken sind die hangendsten am mächtigsten entwickelt. Alle Schichten fallen i. M. nach 1^h (NNE) ein, unten, nahe der Straße, jedoch mit 21^0, unterhalb der Wände bei Podgreda aber mit 56^0 Neigung. Das Verflächen wird also von unten aufwärts immer steiler, weil der Eocänzug an den älteren Kalken und Dolomiten der Krug planina geschleppt ist. Diese älteren Schichten gehören zwischen der Borova glava und dem Polje von Glamoč teils der Trias, teils dem Jura, entlang des Livanjsko polje von Zastjene nordwestwärts aber der Kreide an. Dieses Grundgebirge ist über das Eocän überschoben, wohingegen die oligocänen Binnenlandmergel und Süßwasserkalke sich außer unterhalb der Bistricaquelle nur diskordant an das Eocän und weiterhin an die Kreide anlagern und entgegengesetztes, d. h. nicht nordostwärts unter die Krug planina, sondern südwestwärts in das Becken von Livno gerichtetes Einfallen besitzen.

Eine Überfaltung, wie sie v. Mojsisovics angenommen hatte, besteht bei Livno nicht, ebensowenig eine Überschiebung von Jura über Binnenlandoligocän.

Alle diese Verhältnisse wurden von A. Grund völlig verkannt oder falsch gedeutet. Von den unrichtigen Annahmen ausgehend, zog er aber über die Ausfüllung des Livnoer Beckens, über den Höhenstand des oligocänen Seespiegels, über die späteren tektonischen Vorgänge usw. weitgehende Schlüsse. Da die Voraussetzungen irrig sind, schweben natürlich alle darauf basierten geographischen Folgerungen in der Luft.

Und ähnlich wie im vorliegenden Falle verhält es sich leider auch an anderen Stellen von Grund's Arbeiten über Bosnien, welche eine Reihe von Beispielen der Übertreibung geologischer Betrachtungsweise in der Geographie bieten, die um so berechtigteren Widerspruch erwecken muß, je weniger gesichert die geologischen Grundlagen erscheinen.

Die Ceratiten des mittleren Hauptmuschelkalks Würzburgs.

Von **Otto Schlagintweit** in Berlin.

Literatur.

SANDBERGER, F.: Die Gliederung der Würzburger Trias und ihre Äquivalente. Würzburger Naturw. Zeitschr. 6. 1867.

— Die Lagerung der Muschelkalk- und Lettenkohlengruppe in Unterfranken. An typischen Profilen erläutert. Verh. Phys.-Med. Ges. Würzburg. N. F. 26. 1893.

PHILIPPI, E.: Die Ceratiten des oberen deutschen Muschelkalks. Paläontol. Abh. 8 (N. F. 4). H. 4. 1901.

FISCHER, H.: Über ein Vorkommen von Jugendformen des *Ceratites compressus* (SANDB.) E. PHIL. bei Würzburg. Geogn. Jahresh. 21. 1906.

SCHLAGINTWEIT, O.: *Ceratites spinosus* E. PHILIPPI aus dem mittleren Hauptmuschelkalk Würzburgs. Sitz.-Ber. Phys.-Med. Ges. Würzburg 1911.

STETTNER, G.: Beiträge zur Kenntnis des oberen Hauptmuschelkalks. Jahresh. d. Ver. f. vaterl. Naturk. in Württ. 69. 1913.

RIEDEL, A.: Beiträge zur Paläontologie und Stratigraphie der Ceratiten des deutschen oberen Muschelkalks. Jahrb. Kgl. Preuß. Geol. L. 37. 1. 1916. (Inaug.-Diss. München 1916.)

STOLLEY, E.: Über einige Ceratiten des deutschen Muschelkalks. Jahrb. Kgl. Preuß. Geol. L. 37. 1. 1916.

Seit ich im Jahre 1911 bei Würzburg das häufige Vorkommen von *Ceratites spinosus* und seine vertikale Verbreitung in engen Grenzen hatte feststellen können, hatte ich es mir zur Aufgabe gemacht, den Ceratiten zunächst einmal im „mittleren“ [1] Hauptmuschelkalk nachzugehen. Er ist in der nächsten Nähe Würzburgs durch Steinbrüche gut aufgeschlossen; früher freilich besser als jetzt. Insbesondere war es mir darum zu tun, Material zu der Frage nach der Horizontbeständigkeit und dem Leitwert der Ceratitenarten zu erlangen, worüber die Meinungen bekanntlich auseinandergehen. Notwendig hiezu sind Funde im Anstehenden, deren genauer Abstand von bekannten Leitbänken angegeben werden kann, oder wenigstens Funde, deren Lage möglichst eng abgegrenzt

---

[1] Ich gebrauche die Bezeichnung „mittlerer Hauptmuschelkalk“ im Sinne SANDBERGER's von 1893, gleichbedeutend ungefähr mit seinen „Bänken des *Pecten discites*“ von 1867 und gleichbedeutend mit RIEDEL's Mittleren Ceratitenschichten, lediglich um anzudeuten, daß sich die folgenden Ausführungen nicht auf die gesamte Schichtfolge zwischen Anhydritgruppe und Cycloidesbank beziehen, sondern nur auf den oberen Teil. Übrigens ist die Dreiteilung des Hauptmuschelkalks eine mißliche Sache. Besonders ist die „dicke Bank“ keineswegs eine gute Leitbank und nicht geeignet zu einer Trennung von unterem und mittlerem Hauptmuschelkalk.

werden kann. In den Beständen des Min.-Geol. Instituts in Würzburg fand ich leider keine genauer horizontierbaren Stücke vor, mit Ausnahme zweier schlecht erhaltener Exemplare in einem Gesteinsblock der Spiriferinenbank. Keine Etikette enthält nähere Angaben über die Lage der Funde. Überhaupt war die Zahl der Ceratiten, die die Sammlung beherbergte, auffallend gering; sie vermittelte nicht einmal eine Vorstellung von der Formenbreite der Ceratiten im unterfränkischen Muschelkalk. Ich war daher lediglich auf eigene Sammeltätigkeit angewiesen. Will man ein Material zusammenbringen, das nach Zahl, Erhaltungszustand und Sicherheit des geologischen Horizontes befriedigt, so erfordert dies bei den Verhältnissen in der unterfränkischen Trias viele Jahre, wenn man dabei nicht von anderen unterstützt wird. Der Krieg unterbrach die Arbeit des Suchens in den Steinbrüchen. Nach dem Kriege fand ich gerade jene Steinbrüche, die für meine Zwecke am günstigsten waren, teils verfallen, teils zugeschüttet, und bisher hat der Steinbruchsbetrieb im mittleren Hauptmuschelkalk noch nicht wieder in dem erwünschten Maße zugenommen. Wenn ich trotz seiner Dürftigkeit schon jetzt über mein Material berichte, so geschieht es deshalb, weil ich immerhin bereits zu gewissen Resultaten gelangt bin, und weil mir eine Beschäftigung mit anderen Dingen, fern von Würzburg, das Zusammentragen weiteren Materials unmöglich machen wird.

Bemerkungen über die Schichtfolge.

In der rasch wechselnden Schichtfolge von kristallinischen und dichten Kalkbänken, Mergeln und Schiefertonen zwischen der Hauptencrinitenbank und der Cycloidesbank ist die Spiriferinenbank eine willkommene Orientierungsbank. Nur ist sie leider nicht immer leicht erkennbar. Lithologisch unterscheidet sie sich kaum von anderen höheren oder tieferen Kalkbänken. *Spiriferina fragilis* ist nur lokal häufig; gewöhnlich ist sie spärlich in der Bank verteilt. Mühsames, langes Durchklopfen ist meist notwendig, um sie festzustellen. Dafür genügt aber fast immer das kleinste Schalenbruchstück (Punktierung!) zur Feststellung. Häufig sind Crinoidenstielglieder, weshalb Sandberger die Spiriferinenbank auch als „Encrinitenbank II“ bezeichnet hat. Auch die Crinoidenstielglieder sind nur lokal häufig und sind lediglich ein Hilfsmittel, die Spiriferinenbank aufzufinden. Niemals genügen Crinoidenstielglieder allein, denn solche sind keineswegs auf die beiden „Encrinitenbänke“ beschränkt. Dagegen ist in Unterfranken *Spiriferina fragilis* in anderen Horizonten des Hauptmuschelkalks bisher nicht bekannt sondern beschränkt auf die Spiriferinenbank.

Die Spiriferinenbank ist im Gebiete der im folgenden genannten Lokalitäten eine harte, kristallinische, etwas eisenschüssige Bank,

deren Mächtigkeit rasch zwischen 8 und 30 cm wechselt. Auf der kristallinen Bank liegen, durch dünne Tonlagen getrennt, ein bis zwei dichte, bis 2 cm dicke Kalkbänkchen. In der Umgebung von Höchberg liegen auf der Schichtoberfläche des oberen Kalkbänkchens bald wenige, bald sehr zahlreiche Spiriferinenschalen, die oft sehr hübsch herauswittern.

Erleichtert wird die Auffindung der Spiriferinenbank in guten Aufschlüssen durch die Ausbildung der Schichten über und unter ihr. Unter ihr liegt eine Schiefertonmasse von durchschnittlich 1,50 m, in deren oberen Teil geradgeschichtete Kalkbänke eingelagert sein können (schnelles Auskeilen und Wiedereinstellen dieser Bänke). Die tieferen Teile dieser Tone sind ausgezeichnet durch Einlagerung von Kalkknollen und Kalknieren, oft von ganz unregelmäßiger, bizarrer Gestalt. Diese Knollentone sind auffallende, sofort ins Auge springende Lagen. Doch treten ähnliche Kalkknollen auch in anderen Horizonten auf. Über der Spiriferinenbank folgt nach einem ungefähr 2,50 m betragenden Wechsel von Ton- und Kalkbänken eine Ceratitenpflasterbank, die von ungefähr 1 m mächtigen Tonen überlagert wird. In diese können oben sowohl wie unten mehr oder weniger reichlich Kalkbänke eingeschaltet sein, in der Mitte ist die Schiefertonmasse aber frei von Kalkbänken. Wiederum ein Hilfsmittel zur Auffindung der Spiriferinenbank.

Fundorte.

Die Fundorte, von denen das hier verwertete Material stammt, sind im folgenden mit I bis VI bezeichnet.

I. Ein Steinbruch östlich der vom NW-Ende Höchbergs nach Waldbüttelbrunn führenden Straße, zwischen Ort und Waldrand. Hier waren vor dem Kriege ca. 2 m unter und 8 m über der Spiriferinenbank aufgeschlossen. Jetzt verfällt der Bruch mehr und mehr, wird eingeebnet und bepflanzt. Von der Spiriferinenbank ist zurzeit nur noch in der Nähe des Brucheinganges ein kleines Stückchen sichtbar. Aus diesem Bruche stammen auch die von Fischer erwähnten Jugendformen. Auf seine Folgerungen komme ich noch zurück.

II. Ein Steinbruch unmittelbar nordöstlich neben I, zwischen I und dem nach Oberzell führenden Feldweg. Hier waren im Sommer 1914 5 m unter und 4 m über der Spiriferinenbank aufgeschlossen. Seither verfällt der Bruch mehr und mehr.

III. Der alte große Steinbruch von Höchberg, südlich des Wortes „Pulvermagazin“ der Karte 1 : 50 000 (Topogr. Atlas von Bayern). In ihm reichen die Aufschlüsse immer noch von der Hauptencrinitenbank (die tiefste zurzeit aufgeschlossene Bank) bis ca. 9 m über die Spiriferinenbank. Wenn ich 1911 schrieb, die Aufschlüsse reichten bis zur Cycloidesbank, so beruhte das auf

der irrtümlichen Angabe, die mir damals im Würzburger Min.-Geol. Institut wurde, die Cycloidesbank liege an der höchsten, schwer zugänglichen Steinbruchskante. In Wirklichkeit liegt sie noch beträchtlich höher, wie sich aus dem Vorkommen von Bruchstücken in den Feldern über der Steinbruchskante ergibt, sowie aus der Lage der Cycloidesbank nördlich unter dem Pulvermagazin (IV). Die Bruchstücke in den Feldern bezeichnen die Lage der Cycloidesbank nicht bestimmt genug, und Aufschluß IV ist doch zu weit entfernt (störungsfrei?), um den Abstand Spiriferinenbank — Cycloidesbank genau angeben zu können. Doch dürfte mit 15—20 m ungefähr das Richtige getroffen sein. Als Abstand der Spiriferinenbank von der Hauptencrinitenbank habe ich behelfsmäßig, an nicht zusammenhängenden Aufschlüssen und unter Berücksichtigung einer dabei zu überschreitenden Störung im großen Höchberger Steinbruch 16—17 m ermittelt. Die Summe dieser Zahlen steht zwar im Einklang mit der Angabe Klughardt's (Verh. Phys.-Med. Ges. Würzburg. N. F. 44. 1915), der für seinen „mittleren" Hauptmuschelkalk in der Gegend von Veitshöchheim—Günthersleben 37 m angibt, d. i. für das Hangende der Hauptencrinitenbank bis zur Cycloidesbank einschließlich. Diese Zahl beruht offenbar nur auf den Höhenmessungen von Encrinitenbank, Spiriferinenbank und Cycloidesbank im Sendelbachgraben; aus diesen ergibt sich 25 m Unterschied für Hauptencrinitenbank — Spiriferinenbank und 12 m für Spiriferinenbank — Cycloidesbank. Doch sind diese Zahlen nicht zuverlässig, da das Vorhandensein flacher, ungestörter Lagerung nicht sicher ist; der Verlauf der Schichtgrenzen auf der Karte Klughardt's widerspricht sogar einer solchen Annahme. Daß die Mächtigkeitsangaben Sandberger's viel zu gering sind, ist eine bekannte, schon von Thürach (Geogn. Jahresh. 1900. p. 130, Anm.) betonte Tatsache. Andere Messungen für den Abstand Spiriferinenbank — Cycloidesbank liegen bisher nicht vor.

Ein neuer Steinbruch östlich des großen Höchberger Steinbruches entblößt zwar die Spiriferinenbank, hat mir aber noch keine Ceratiten geliefert, deren genaue Lage sich angeben ließe.

IV. Ein Steinbruch nördlich des Munitionsschuppens, nördlich des r von „Pulvermagazin" der Karte 1:50000, in dem sich nach NO zum Main hinuntersenkenden Hang. 1911 reichten die Aufschlüsse 6 m unter die Cycloidesbank und 2 m darüber. Der Bruch wurde damals bald wieder aufgelassen; jetzt ist er gänzlich verfallen und eingefüllt. Alte Steinbrüche in der Nähe, so Sandberger's „Hexenbruch", bieten schon längst keine Aufschlüsse mehr.

V. Ein alter Steinbruch südwestlich oberhalb des Gutes „Die Neue Welt", nördlich unter P. 360,8 (Nikolausberg, Frankenwarte). Er bot vor dem Kriege noch gute Aufschlüsse einige Meter von

der Cycloidesbank nach abwärts. Jetzt sind die Aufschlüsse einer städtischen Anlage zum Opfer gefallen.

VI. Ein aufgelassener Steinbruch an der äußeren Keesburgstraße, nahe den letzten Häusern der Stadt. Er bot Aufschlüsse wenige Meter unter und über der Cycloidesbank.

Die Arten.

Ceratites compressus E. Phil. emend. Riedel.

Exemplare aus Anstehendem, die sich mit Sicherheit als *Ceratites compressus* in der engeren Fassung Riedel's bestimmen ließen, besitze ich noch nicht. Vier Ceratiten, die ich unter der Spiriferinenbank fand, sind zu schlecht erhalten, als daß sie sich ganz sicher bestimmen ließen. Einer, 20 cm unter der Unterkante der Spiriferinenbank, aus III, gehört seiner Involubilität und seinem Querschnitt nach wohl zu *C. compressus* s. str. und läßt sich jedenfalls von dem höher liegenden *C. evolutus* unterscheiden. Ein Bruchstück, 1,10 m unter der Spiriferinenbank aus I, gehört seiner Involubilität nach ebenfalls hierher. Ein zweites aus I, 1,15 m unter der Spiriferinenbank, und eines aus III, 0,88 m unter der Spiriferinenbank, sind zu fragmentär, als daß sich einigermaßen Sicheres über ihre Artzugehörigkeit aussagen ließe. Ein weiteres Stück aus III, 0,85 m unter der Spiriferinenbank, zeigt nur einen Teil der gekammerten Schale mit kräftiger, binodoser Skulptur und starker Involubilität. Die drei der Beobachtung zugänglichen Seitenknoten sind wulstartig in die Länge gezogen. Das Stück läßt sich am besten mit Riedel's Abbildung Taf. 9 Fig. 3 von *C. compressus* var. *crassior* vergleichen.

Über der Spiriferinenbank habe ich *C. compressus* nicht angetroffen. Mag er vielleicht auch ein Weniges über die Spiriferinenbank hinausreichen, viel kann das bestimmt nicht sein. Aus Riedel's Bemerkung p. 102 könnte man meinen, *C. compressus* sei bei Würzburg auch über der Spiriferinenbank beobachtet worden. Dies ist jedoch nicht der Fall; Riedel ist hier offensichtlich ein Irrtum unterlaufen, oder er denkt an Fischer's Angaben. Was Fischer aus dem Steinbruch I von *C. compressus* über der Spiriferinenbank anführt, stammt vermutlich entweder nicht aus dem Anstehenden, oder — was mir wahrscheinlicher ist — es handelt sich um Exemplare von *C. evolutus*, die man dort früher häufig auf den Halden gefunden und welche nach Philippi, Taf. 38 Fig. 2, als *C. compressus* bestimmt worden sind. Überhaupt wird viel von dem, was in der Literatur unter dem Namen *C. compressus* geht, zu *C. evolutus* gehören. Letzterer ist in der Würzburger Umgebung viel häufiger als *C. compressus*, wird aber viel mit ihm zusammengeworfen. Frosch betont für die Gegend von Bayreuth (bei Riedel) ebenfalls die relative Seltenheit von *C. compressus*.

Ceratites evolutus Phil. emend. Riedel et var.

Vertreter aus dem Formenkreis des *Ceratites evolutus* sind häufig, viel häufiger als *C. compressus*, mit dem sie gewöhnlich verwechselt werden. Man findet hauptsächlich solche, die zwischen dem breitrückigen Typus Philippi's (Taf. 42 Fig. 1) mit quadratischem Querschnitt der Wohnkammer und der flacheren Varietät *tenuis* Riedel's stehen. Auf die große Formenmannigfaltigkeit und auf das Vorhandensein zahlreicher Übergänge hat Stolley hingewiesen. Das von Philippi auf Taf. 38 Fig. 2 von Höchberg bei Würzburg als *C.* cf. *compressus* abgebildete Exemplar gehört zu *C. evolutus*, eine Ansicht, zu der schon Riedel neigte. Seine Bedenken sind durch Stolley's Ausführungen über die Variabilität von *C. evolutus* hinfällig geworden.

Im Anstehenden fand ich *C. evolutus* in I 1,40 m über der Spiriferinenbank. Sein Wohnkammerquerschnitt steht zwischen Philippi's Typus und Riedel's Varietät *tenuis*. Die von Riedel p. 43 aus der Umgebung Würzburgs erwähnten Exemplare fanden wir zusammen ebenfalls in I 1,50 m über die Spiriferinenbank. Über Riedel's Meinung, daß niemals spinose Formen mit *C. evolutus* zusammen vorkämen, vgl. später.

An der gleichen Lokalität fand ich 1,25 m über der Spiriferinenbank ein schmalrückiges, allerdings etwas verdrücktes und verwittertes Stück. Die zwei ersten Rippen der Wohnkammer lassen, wie es Stolley von var. *subspinosa* beschreibt, deutlich eine schwache Einsenkung der Rippe und jenseits dieser ein Anschwellen zu einem Externknoten erkennen. Mit dieser knotenartigen Anschwellung enden die beiden Rippen, während sie sonst bei *C. evolutus*, mehr oder weniger stark sichelförmig nach vorn geschwungen, allmählich auf der Externseite auslaufen. Die folgenden vorderen vier Rippen der Wohnkammer meines Exemplares scheinen wieder die für *C. evolutus* typische Ausbildung besessen zu haben; leider ist der Erhaltungszustand wieder sehr schlecht.

Schon durch den Fund dieses Stückes, nur 1,25 m über der Spiriferinenbank, wird in Frage gestellt, ob Riedel's Meinung, daß *C. evolutus* var. *tenuis* niemals mit spinosen Formen zusammen auftrete, sich in ihrer vollen Schärfe wird aufrecht erhalten lassen. Hiezu kommen die Einschlüsse der Ceratitenpflasterbank, 2,50 m über der Spiriferinenbank. Leider sind die Ceratiten in den Stücken dieser Ceratitenpflasterbank, die ich einsammeln konnte, außerordentlich schlecht erhalten. Besonders ausgeprägt ist hier die Erscheinung, die man so oft im deutschen Muschelkalk beobachten kann, auf die Philippi und Riedel besonders hinweisen, daß die auf der Oberfläche der Bank liegenden Steinkerne stark aufgelöst sind, was offenbar, wie Philippi meint, schon während der Sedimentation geschehen ist. Die in der harten Kalkbank steckende

Seite von Ceratiten der Pflasterbank hat sich nicht befriedigend freipräparieren lassen. Die Formen der Ceratitenpflasterbank sind stark evolut. Zwei meiner Stücke (Bruchstücke) haben zweifellos Externdornen. Ich möchte also nach meinem, allerdings ergänzungsbedürftigen Material behaupten, daß in dem Ceratitenpflaster, 2,50 m über der Spiriferinenbank, Vertreter aus dem Formenkreis des *C. evolutus* und *C. spinosus* zusammenliegen. Im großen und ganzen trennt jedoch diese Bank die *Evolutus*- und die *Spinosus*-Zone.

Das Min.-Geol. Institut Würzburg besitzt aus SANDBERGER's Zeiten eine Platte der Spiriferinenbank vom Stein bei Würzburg, auf deren Schichtfläche zwei schlecht erhaltene Ceratiten liegen. So viel läßt sich wenigstens sagen, daß es sich um stark evolute, niedrigmündige Formen handelt, die ich zu *C. evolutus* stellen möchte. Andere generisch einigermaßen bestimmbare Ceratiten aus der Spiriferinenbank selbst sind mir bisher nicht bekannt geworden.

Ceratites spinosus und Verwandte.

Auf die Häufigkeit von spinosen Ceratiten bei Würzburg habe ich bereits 1911 hingewiesen. Das gilt auch über die nähere Umgebung Würzburgs hinaus. Die Variationsbreite ist beträchtlich. Kleine, flache, evolute Formen, deren Wohnkammerbreite nur langsam zunimmt, und große involutere, breitrückige Gestalten, deren Wohnkammer rasch an Breite zunimmt, sind die beiden Extreme, zwischen denen sich alle Übergangsstadien finden. Eine so scharfe Trennung in drei Arten: *Ceratites praespinosus*, *spinosus* und *postspinosus*, wie RIEDEL sie durchgeführt hat, erlaubt mein Material nicht. Merkmale, auf welche RIEDEL besonderen Wert legt, wie der stärkere oder schwächere Schwung der Rippen, die Schärfe derselben, die Größe der Depression, welche den Externknoten von der übrigen Rippe trennt, geben sich an meinem Material nicht als konstante Artmerkmale zu erkennen. Auch beobachtet man sowohl an kleinen, flachen, wie an großen, rasch an Rückenbreite zunehmenden Formen, daß die letzten Rippen nicht radial, sondern schief zur Nabelkante stehen, ein Merkmal, das RIEDEL für *C. postspinosus* besonders hervorhebt.

Zu den Stücken, die ich im Anstehenden fand, ist folgendes zu bemerken: In I fand ich 3 m über der Spiriferinenbank in den Schiefertonen über dem Ceratitenpflaster drei schlecht erhaltene, kleine, flache Formen, das größte mit 9 cm Durchmesser; dazu zwei Bruchstücke von etwas größeren Exemplaren. Höher oben fanden sich lose Stücke, von denen nach der Lage, in der sie gefunden wurden, so viel mit Bestimmtheit gesagt werden kann, daß ihr ursprüngliches Lager sich mindestens 4 m über der Spiriferinenbank befunden haben muß. Unter letzteren herrschen neben dem typischen *C. spinosus* in der Fassung RIEDEL's (seine Bemerkung p. 57, daß *C. spinosus* bei Würzburg 4—5 m über der Spiri-

ferinenbank liege, bezieht sich auf die Lokalität I) Formen vor, die größer und breitrückiger sind, Formen vom Typus des *C. postspinosus* Riedel.

Aus II besitze ich vier Bruchstücke von *C. spinosus*. Sie staken, 2,60 m über der Spiriferinenbank, in den Schiefertonen über der Ceratitenpflasterbank. Sie sind vom gleichen Habitus wie die aus der gleichen Lage in I.

In III fanden sich zahlreiche spinose Ceratiten; im östlichen Teil erkennt man, daß ihr Lager über der Spiriferinenbank sein muß (vgl. 1911). Von einem alten Steinbruchsarbeiter erhielt ich unter anderen mehrere breitrückige Stücke vom Typus *postspinosus*, die nach seiner glaubwürdigen Angabe aus Schichten über der ihm gut bekannten Spiriferinenbank stammen.

In IV fanden sich, 4,85 und 4,70 m unter der Cycloidesbank, vier 15—17 cm im Durchmesser haltende Exemplare, die jedoch, soweit es der nur halbseitige Erhaltungszustand festzustellen erlaubt, nicht extrem breitrückig sind. Von einer Reihe loser Stücke, *C. spinosus* typ. sowie solcher, die sich dem *C. postspinosus* Riedel's nähern, ist sicher, daß sie nicht tiefer als 6 m unter der Cycloidesbank gelegen haben können, da die Steinbruchssohle nicht tiefer hinabgereicht hat.

V lieferte mir und Riedel zusammen drei Bruchstücke, 3 m unter der Cycloidesbank, von denen schon Riedel eines als *C. spinosus* bestimmte (p. 57). Vier andere Bruchstücke fand ich ca. 5 m unter der Cycloidesbank. Sie passen gut zu Riedel's Fig. 2 auf Taf. 13.

Genauer, als ich es 1911 vermochte, vermag ich jetzt die vertikale Verbreitung von *C. spinosus* anzugeben: In den ersten Metern über der Spiriferinenbank fehlt er noch. Sein erstes Vorkommen liegt vielleicht in dem Ceratitenpflaster, 2,50 m über der Spiriferinenbank. 3 m über der Spiriferinenbank fand ich den tiefsten einwandfreien *C. spinosus*. Der höchste ist bis jetzt 3 m unter der Cycloidesbank festgestellt. Bis jetzt kenne ich aus Unterfranken keinen Fund eines spinosen Ceratiten über der Cycloidesbank. Mag auch einmal ein *C. nodosus* mit spinosen Enden einiger Rippen gefunden werden (Riedel, p. 47, Stolley, p. 134), soviel läßt sich doch heute schon sagen: mit der Cycloidesbank ist die Zeit der spinosen Ceratiten, einschließlich des *C. postspinosus*, zu Ende. Für die zahlenmäßige Mächtigkeit der *Spinosus*-Zone ergibt sich aus dem oben bei III über den Abstand der Cycloidesbank von der Spiriferinenbank Gesagten 15 m als Mittelwert; wenn man bis zur Cycloidesbank rechnet, 18 m.

Ceratites enodis (Quenst.) Philippi.

In VI fand ich lose einen *Ceratites enodis*, jedoch unter Umständen, aus denen sich ergab, daß sein ursprüngliches Lager nur knapp über oder knapp unter der Cycloidesbank sein konnte

In IV fand ich ein loses verdrücktes Fragment, dessen Zugehörigkeit zu *C. enodis* jedoch nicht zweifelhaft sein kann. Für sein Lager gilt das gleiche wie bei VI. An beiden Fundorten ergibt sich sicher nur die nächste Nachbarschaft der Cycloidesbank, wahrscheinlich aber ihr Hangendes als Lager dieser beiden Stücke. Ein Handstück der Cycloidesbank, das von Herrn EWALD bei Kartierungsarbeiten kürzlich bei Kist (Im Roth) gefunden wurde, enthält ein zur Bestimmung dieser leicht kenntlichen Art genügend gut erhaltenes Exemplar von *C. enodis*. RIEDEL fand bei Erfurt *C. enodis* dicht über der Cycloidesbank. Jedenfalls liegt bei Würzburg *C. enodis* an der Basis der oberen Ceratitenschichten, und PHILIPPI's Vermutung erfährt durch die hiesigen Funde eine neue Bestätigung.

Stratigraphische Ergebnisse.

Nach meinen bisherigen Beobachtungen ergibt sich eine zeitliche Aufeinanderfolge von *Ceratites compressus*, *C. evolutus*, *C. spinosus* nebst Varietäten. Es läßt sich folgende Gliederung durchführen, mit der die Hauptverteilung der Ceratiten angegeben sein soll, aber nicht behauptet werden will, daß die vertikale Verbreitung der einzelnen Arten sich genau an die angegebenen Grenzen hielte:

Ceratites enodis. Vorkommen über der Cycloidesbank in Unterfranken sehr wahrscheinlich, aber noch nicht ganz sicher.
Cycloidesbank. Mit *C. enodis*.
C. spinosus u. a. spinose Arten.
Ceratitenpflaster mit Ceratiten aus dem Formenkreis *evolutus* und *spinosus*.
C. evolutus.
Spiriferinenbank mit *C.* cf. *evolutus*.
C. compressus.
Y? Y?
Hauptencrinitenbank.

Eine *Spinosus*-Zone und eine *Postspinosus*-Zone zu unterscheiden, wie es sich nach STOLLEY (p. 135) in Norddeutschland überall durchführen läßt, ist mir nicht möglich gewesen.

Auch in der weiteren Umgebung Würzburgs sind die drei Haupttypen, *C. compressus*, *C. evolutus*, *C. spinosus*, besonders die beiden letzteren, in entsprechenden Aufschlüssen überall anzutreffen. Ich habe bisher den Eindruck gewonnen, daß überall die gleiche Reihenfolge und die gleiche, ziemlich scharfe Trennung vorhanden ist. Hier wollte ich mich auf jene Punkte in der nächsten Umgebung Würzburgs beschränken, wo ich Funde im Anstehenden gemacht und die genaue Lage habe feststellen können.

Meine Resultate decken sich im großen und ganzen mit den Angaben Stettner's über die württembergischen Ceratiten unter der Cycloidesbank. Was seine Angaben über das Vorkommen von *C. compressus* und cf. *compressus* hoch über der Spiriferinenbank betrifft, so möchte ich vermuten, daß es sich hiebei nicht um *C. compressus*, sondern um eine andere Art handelt. Im übrigen hält ja auch Stettner den *C. compressus* für „eine sehr tiefe Form, die nur wenig (wohl nur $2\frac{1}{2}$ m) über die Spiriferinenbank hinaufgeht". Zwei getrennte, verschiedene Spiriferinenbänke, worüber Riedel eine Mitteilung Stettner's in Aussicht stellt, sind in Unterfranken nicht bekannt.

Gut stimmen auch Frosch's Beobachtungen (mitgeteilt bei Riedel) in der Gegend von Bayreuth mit den meinen überein.

Riedel's Ausführungen von Süddeutschland werden von meinen Untersuchungen nur bestätigt, mit Ausnahme der bereits oben behandelten Bemerkung, daß *C. compressus* bei Würzburg auch über der Spiriferinenbank vorkomme, wie Fischer dies behauptet hat.

Nicht beipflichten kann ich auch der Meinung Fischer's, wenn er schreibt: „Zu entscheiden wäre noch die Frage, warum gerade hier unter diesen ersten Ceratiten des fränkischen Muschelkalks so viele Jugendformen gefunden werden. Vielleicht läßt sich nachweisen, daß die Ceratiten sich erst den bionomischen Verhältnissen des germanischen Muschelkalkmeeres anpassen mußten, und daß bei diesem Kampf ums Dasein relativ viele Individuen frühzeitig zugrunde gegangen sind. Nachdem sich aber die neuen Formen den neuen Verhältnissen angepaßt hatten, konnte die Entwicklung der Ceratiten zu Formen von riesigen Dimensionen stattfinden, wie wir sie in dem letzten Ceratiten des Muschelkalks, dem *Ceratites semipartitus*, vor uns sehen." Denn weder ist das Auftreten von Jugendformen auf die Schichten unter der Spiriferinenbank beschränkt (ich glaube sogar, daß die von Fischer in I gesammelten Jugendformen aus dem Hangenden der Spiriferinenbank stammen), noch ist ihre Zahl im Verhältnis zu den ausgewachsenen Formen besonders groß, wie man nach Fischer meinen könnte. Sowohl in Unterfranken überhaupt, wie im besonderen in dem Steinbruch I tritt die Zahl der Jugendformen, die man im mittleren Hauptmuschelkalk findet, gegen die große Zahl von ausgewachsenen Individuen doch ganz bedeutend zurück. Auch sind es ja gar nicht die ersten Ceratiten des Hauptmuschelkalks, deren Jugendformen wir bei Würzburg in den Höchberger Steinbrüchen begegnen.

Abgeschlossen Würzburg, Dezember 1920.

Über Störungen der Linienabstände und der Linienbreite bei Debyediagrammen.

Von **Assar Hadding.**

Mit 3 Textfiguren.

Bei den röntgenographischen Untersuchungen nach der von Debye und Scherrer vorgeschlagenen Methode macht man eine photographische Aufnahme auf einem um das Präparat gebogenen Filmzylinder. Die Ausmessung des Abstands zwischen den Linien des exponierten Films[1], des Debyediagramms, läßt sich zwar selten mit größerer Präzision machen, aber die berechneten Fehler der Messung selbst sind doch nicht so groß, daß sie auf die Berechnung der Kristallstruktur störend einwirken könnten.

Trotzdem ergibt sich bei der Berechnung der Diagramme, daß die für Gitterkonstanten oder Glanzwinkel erhaltenen Werte nicht die Größenverhältnisse zeigen, die man hätte erwarten können. und die man in vielen Fällen im voraus aus den geometrischen Konstanten des Minerals berechnen kann. Da diese Umstände, soviel ich weiß, bisher nicht berücksichtigt worden sind, will ich sie hier kurz beleuchten. Abgesehen von den Störungen, die von fehlerhaften Messungen oder von Faktoren, die weiter unten besprochen werden, herrühren, zeigen die aus einem Debyediagramm erhaltenen Werte für die Abstände der Linien eine konstante Abweichung von den berechneten. Am besten wird dieses Verhältnis durch einige Beispiele erläutert. In den folgenden Tabellen werden teils die Werte angegeben, die bei Messung der Debyediagramme vom Steinsalz und Pyrit erhalten wurden, teils auch die entsprechenden, durch andere Untersuchungsmethoden erhaltenen Werte.

Betrachten wir die Tabelle über die Pyritlinien, werden wir bald bemerken, daß die bei Messung von den Außenkanten der Linien aus erhaltenen Werte durchweg größer sind als die berechneten. Abgesehen von einigen Unregelmäßigkeiten und ebenso von den fünf untersten Werten, worauf ich weiter unten zurückkomme, ist die Abweichung, die F_2-Werte, durchschnittlich 1,7 mm. Eine Messung an der Mitte der Linien liefert kleinere Werte für $4a$ als jene andere, diese Werte sind aber fortwährend größer als die berechneten. Die Abweichung, die F_1-Werte, ist, unter demselben Vorbehalt wie oben, für die kleineren Glanzwinkel am größten. Der Unterschied zwischen den aus den beiden Messungen erhaltenen

[1] Unter dem Abstande der Linien verstehe ich hier wie im folgenden den Abstand zwischen zwei von ein und demselben Strahlenkegel herrührenden Linien, d. h. den Abstand zwischen zwei im Verhältnis zu dem direkten Strahl symmetrisch liegenden Linien. Dieser Abstand ist in den Tabellen mit $4a$ bezeichnet.

Tabelle 1: **Pyrit.**

(h k l)	A		B		C			
	4 a	Int.	4 a	F_1	4 a	F_2	Int.	F_2-F_1
(111)	32.7	8	33,5	0,8	33,6	0,9	2	0,1
(200)	36,4	10	38,3	1,9	38,5	2.1	5	0.2
(210)	40.9	10	42,5	1,6	42,7	1,8	5	0,2
(211)	45.1	—	46.6	1.5	46,9	1.8	4	0,3
(220)	52,7	5	54,0	1,3	54,5	1.8	5	0,5
(300)	56.3	0	57.7	1,4	58,0	1.7	2	0,3
(311)	63,1	—	64.2	1.1	64,7	1,6	8	0.5
(222)	66,4	10	67.6	1,2	68,0	1,6	3	0.4
(320)	69.6	—	70.7	1,1	71,2	1,6	4	0.5
(321)	72.8	—	73,9	1,1	74,3	1.5	6	0,4
(331)	88,6	—	89.8	1.2	90.4	1.8	2	0,6
(420)	91,8	—	92.9	1,1	93,6	1.8	4	0,7
(421)	95,1	—	96.6	1,4	98,1	3,0	4	0,6
(422)	105,5	—	107.2	1,7	108,1	2,6	6	0,9
(333) (511)	117,4	4	120,0	2,6	121,1	3,7	10	1,1
(520)	127,0	—	131.3	4,3	132,4	5,4	8	1,1
(521)	133,0	—	138,8	5,8	139,9	6,9	8	1,1

A Werte berechnet nach Bragg's spektroskopischen Messungen.
B Gemessen am Debyediagramm von der Mitte der Linien aus.
C Gemessen am Debyediagramm von den Außenkanten der Linien aus.
F_1 und F_2: Gemessene Werte minus berechnete.
Durchmesser des Films 50,3 mm, Durchmesser des Präparats 1,8 mm. Eisen-Antikathode.

Tabelle 2: **Steinsalz.**

(h k l)	A		B		C			
	4 a	Int.	4 a	F_1	4 a	F_2	Int.	F_2-F_1
(100)	27,9	10	29,3	1,4	29,8	1,9	7	0,5
(110)	40,0	10	40,7	0,7	41,2	1,2	10	0.5
(111)	49,7	2	50,2	0,5	50,6	0,9	7	0,4
(200)	58,3	2	58,7	0,4	59,4	1,1	4	0,7
(210)	66,3	—	66,4	0,1	67,2	0,9	8	0,8
(211)	73,9	—	74,2	0,3	74,8	0,9	6	0.6
(220)	89,1	2	89,5	0,4	89,8	0,7	4	0,3
(300) (221)	97,0	—	97,2	0,2	97,9	0,9	6	0,7
(310)	105.3	—	105,9	0,6	106,6	1,3	7	0.7
(311)	114,6	—	115,0	0,4	115.9	1,3	7	0.9
(400) [1]	142,7	—	142,7	0.0	144,5	1,8	7	1.8

A Werte berechnet aus $d_{(100)} = 2814 \; 10^{-11}$. Intensität nach Bragg.
B, C, F_1 und F_2 wie bei dem Pyrit-Diagramm.
Durchmesser des Films 50,3 mm, der des Präparats 2,0 mm. Kupfer-Antikathode.

[1] Cu β_1-Linie.

Werten (F_2-F_1) ist gleich der halben Breite der Linien. Aus der Tabelle ersieht man deutlich, daß die Breite der Linie beim Zunehmen des Glanzwinkels größer wird.

Gehen wir zur Tabelle der Steinsalzlinien über, finden wir, daß es sich hier wie im Pyritdiagramme verhält: die gemessenen Werte sind größer als die berechneten, die zentralen Linien schmaler als die äußeren [1]. Ein paar Unterschiede wollen wir indessen hervorheben: 1. die Abweichungen von den berechneten Werten sind durchgängig größer bei dem Pyrit als bei dem Steinsalz; 2. die Breite der Linien wechselt weniger im Diagramm des Steinsalzes als in dem des Pyrits; die zentralen Teile sind in diesem Diagramm sehr schmal, in jenem dagegen verhältnismäßig breit.

Die beiden in den Tabellen angegebenen Diagramme wurden unter den gleichen Bedingungen aufgenommen. Die allgemeinen, zwischen den beiden Diagrammen vorhandenen Unterschiede, sowie die verschiedene Verteilung der Linien sind demnach auf die verschiedenen Eigenschaften der Präparate und, wie wir sehen werden, hauptsächlich auf ihr verschiedenes Absorptionsvermögen zurückzuführen.

Wenn man, wie es in hier angeführten Beispielen der Fall gewesen ist, bei den Debyeaufnahmen eine weiche Strahlung (hier Fe- und Cu-Strahlung) benutzt, wird diese natürlich zum nicht unwesentlichen Teil vom Präparat absorbiert. Besonders merkbar muß diese Absorption sein, wenn das Präparat schwerere, d. h. stark absorbierende Stoffe enthält, weniger merkbar, falls nur leichte Stoffe im Präparat enthalten sind. Aus nebenstehenden Figuren erhellt, daß das Absorptionsvermögen des Präparats außerdem auf die sekundäre Strahlung einwirkt, und daß sich diese Einwirkung durch eine Verschiebung der Linien in den Debyediagrammen zu erkennen gibt.

Die Figuren zeigen das Präparat im Querschnitt, Vergr. 10. Der primäre Strahl ist von der gleichen Breite wie das Präparat. In die Figuren sind je drei Sekundärstrahlen eingezeichnet [2], des Vergleiches halber mit gleich großen Glanzwinkeln in allen drei Figuren.

Fig. 1a zeigt das Aussehen der Sekundärstrahlung, wenn das Mineral stark absorbierend ist. Wenn der Glanzwinkel klein ist, wird das Strahlenbündel dünn und damit die Diagrammlinie schmal. Ist der doppelte Glanzwinkel 90^0, wird die Breite der Linie etwa gleich dem halben Durchmesser des Präparats, und erst bei den

---

[1] Die Linien des Steinsalzdiagramms sind diffuser als die des Pyritdiagramms, und die geringere Genauigkeit der Messung, die daraus entsteht, tritt in den F_1- und F_2-Werten deutlich hervor.

[2] Nur die eine Seite des Strahlenkegels ist in die Zeichnung aufgenommen.

größtmöglichen Glanzwinkeln wird die Linienbreite gleich der Breite (Durchmesser) des Präparats. Diese Einwirkung des Präparats auf die Sekundärstrahlung macht sich demnach bemerkbar durch die verschiedene Ausbildung der Linien, sowie durch ihre „fehlerhafte" Lage. Die zentralen, schmalen Linien erscheinen verhältnismäßig schwach im Vergleich zu den breiteren, äußeren Linien, und es ist sehr schwierig, aus der direkt beobachteten Linienschwärzung auf die Intensität der Sekundärstrahlen zu schließen. Leichter ist es, die Verschiebung der Linien vom Zentrum des Diagramms zu be-

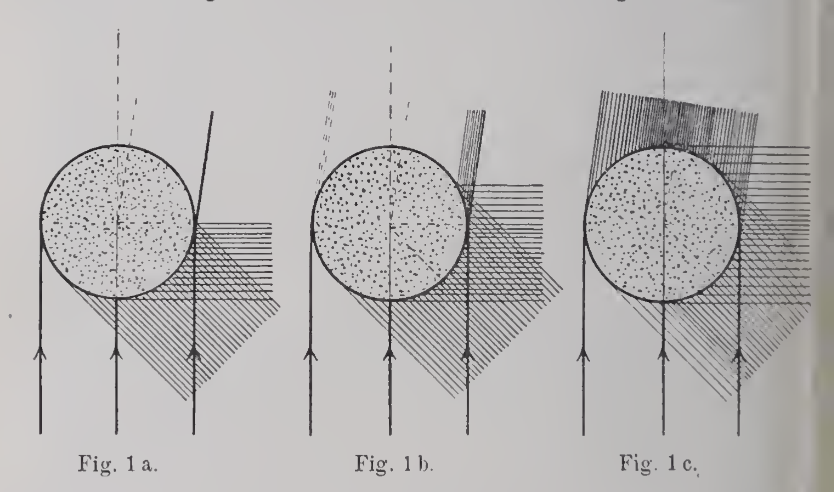


Fig. 1 a. Fig. 1 b. Fig. 1 c.

stimmen. Wenn Sekundärstrahlen nur an der Oberfläche des Präparats erzeugt werden, müssen die von der Mitte der Linien aus gemessenen Abstände, $4a$, korrigiert werden nach der Formel

$$4a_1 = 4a - p[1 + \sin(90 - 2\varphi)].$$

$4a_1$ = Korrigierter Wert. p = Halbmesser des Präparats.
$4a$ = Unkorrigierter Wert. φ = Glanzwinkel.

In den meisten Fällen indessen werden Sekundärstrahlen auch von den unter der Oberfläche des Präparats liegenden Körnern erzeugt. Wenn das Präparat einen größeren Teil der Strahlung durchläßt (Fig. 1 b u. c), nähern sich die aus den Diagrammen erhaltenen Werte für die Intensität und Abstände der Linien mehr und mehr den berechneten. Die schmalen Linien werden breiter, und die inneren Kanten der Linien (und damit auch ihre Mitte) rücken einander näher. Der Abstand zwischen den Außenkanten der Linien ist dagegen von der Absorption unabhängig (vgl. die Figuren). Wenn wir bei der Messung der Diagramme den Abstand zwischen den äußeren Kanten der Linien messen, müssen wir demnach immer einen Wert erhalten, der eine konstante Abweichung

von den berechneten Werten zeigt. Die Abweichung ist gleich dem Durchmesser des Präparats. Bei der Aufnahme des in Tabelle 1 eingeführten Pyritdiagramms wurde ein Präparat von 1,8 mm Durchmesser verwendet, und wie wir aus der Tabelle ersehen, sind die C-Werte nahezu um 1,8 mm zu groß. Daß man indessen nicht immer die richtigen Werte auf diese Weise erhält, zeigt das in Tabelle 2 aufgenommene Steinsalzdiagramm. Dieses wurde mit einem Präparat von 2 mm Durchmesser aufgenommen, die C-Werte sind aber nur etwa 1 mm zu groß. Daß die Abweichung nicht gleich dem Durchmesser ist, kann natürlich darauf beruhen, daß die Außenkante der Linien diffus oder sehr schwach ist im Verhältnis zu der Mitte der Linien (vgl. Fig. 1 c), weshalb die Messung nur scheinbar an der Außenkante der Linie (der Sekundärstrahlung) gemacht wird. In dergleichen Fällen mißt man natürlich von der Mitte der Linien aus. Bei einer stärkeren Exposition tritt jedoch in der Regel die Außenkante der Linie genügend scharf hervor, und an einem guten Diagramm soll deshalb die Messung immer zwischen diesen gemacht werden. Die nicht individuellen Fehler, die dennoch bisweilen in den gemessenen Werten zur Erscheinung kommen, sind auf eine weniger genaue Justierung des Präparats oder des Films in der Kamera zurückzuführen.

Wenn der Film nicht in Zylinderform gleichmäßig gebogen ist, entstehen selbstverständlich Verschiebungen in den Linienabständen. Besondere Aufmerksamkeit erfordern die freien Enden des Films, die sich auswärts krümmen, falls sie nicht kräftig genug zusammengebogen werden. Im Diagramm gibt sich diese Biegung nach außen durch einen vergrößerten Linienabstand zu erkennen. Das Pyritdiagramm Tab. 1 (die fünf letzten Linien) gibt uns ein gutes Beispiel hierfür.

Liegt das Präparat während der Exponierung nicht in der Achse des Filmzylinders, wird auch die Lage der Diagrammlinien fehlerhaft. Ist das Präparat im Verhältnis zum direkten Strahl seitwärts verschoben, wird das Diagramm unsymmetrisch und der Fehler direkt wahrnehmbar. Leichter ist es, die Einwirkung der Verschiebung eines Präparats in der Richtung des direkten Strahls zu übersehen. Die Symmetrie des Diagramms wird durch diese Verschiebung nicht gestört, die Linienabstände ändern sich aber höchst wesentlich. Das Verhältnis der Verschiebung des Präparats, F, zu derjenigen einer Linie, L, wechselt mit dem Glanzwinkel, φ.

$$L = F \cdot \sin 2\varphi .$$

Hieraus ergibt sich, daß die Zunahme (bzw. Abnahme) der Linienabstände bei einem Glanzwinkel von 45^0 am größten, bei einem Glanzwinkel von 0^0 oder 90^0 am kleinsten ist. Das Steinsalzdiagramm (Tab. 2) gibt uns ein Beispiel verminderter Linienabstände bei Verschiebung des Präparats von der Eintrittsspalte.

Zusammenfassung.

Bei röntgenographischen Aufnahmen nach der DEBYE'schen Methode wirkt das Absorptionsvermögen des Präparats auf das Aussehen des Diagramms ein. Die zentralen Linien des Diagramms erscheinen schmaler und daher auch verhältnismäßig schwächer, als die mit einem größeren Glanzwinkel. Dieses Verhältnis tritt deutlicher oder schwächer, je nach der größeren oder geringeren Absorption der Röntgenstrahlung, hervor.

Wenn die Absorption im Präparat groß ist, werden Sekundärstrahlen hauptsächlich an seiner Oberfläche erzeugt. Der Abstand zweier symmetrisch liegenden Diagrammlinien (= der Linienabstand) nimmt dadurch zu. Besonders auffallend ist die Zunahme des Abstands der zentralen Linien.

Die Lage der Außenkanten der Linien ist von der Absorption des Präparats unabhängig, und der Abstand dieser Kanten, um den Durchmesser des Präparats vermindert, ist gleich dem Abstand der entsprechenden, durch Sekundärstrahlen vom Zentrum des Präparats erzeugten Linien. Für die Messung der Debyediagramme gilt demnach im allgemeinen folgende Regel: Miß von den Außenkanten der Linien aus und vermindere die gemessenen Werte um den Durchmesser des Präparats.

Die infolge fehlerhafter Aufstellung von Präparat oder Film in den Debyediagrammen entstandenen Störungen können im Diagramm direkt wahrgenommen oder aus diesem berechnet werden. Sie können indessen und sollen immer durch genaue Zentrierung (und Justierung) der Lage des Präparats (und des Films) vermieden werden.

Lund, Geolog.-Mineralog. Institut, März 1921.

Besprechungen.

R. Zsigmondi: Kolloidchemie. Ein Lehrbuch. Zweite, vermehrte und z. T. umgearbeitete Auflage. Mit 5 Taf. u. 54 Fig. im Text. Leipzig 1918.

Bereits 1915 war die erste Auflage des bekannten Lehrbuches vergriffen, die Stockungen im Buchhandel haben die zweite Auflage bis 1918 verzögert. Grundsätzlich ist Anordnung und Behandlungsart des Stoffes gleich geblieben. Auch die neue Auflage sucht der großen Mannigfaltigkeit kolloidchemischer Tatsachen durch eingehende Beschreibung im einzelnen gerecht zu werden und gewaltsame Schematisierung des Stoffes zu vermeiden. Trotzdem ist es unverkennbar, welche Fortschritte in bezug auf Vereinheitlichung des Stoffes in der Zeit von 6 Jahren gemacht wurden. In erster

Linie ist hier v. SMOLUCHOWSKY's Koagulationstheorie zu nennen, die Theorie der Konzentrationsschwankungen, The SVEDBERG's und PERRIN's Messungen, Studien über Adsorption und Doppelbrechung, Wachstumsgeschwindigkeit und Keimbildung, die den 20 Kapitel starken Abschnitt „Physikalische Grundlagen" an Stelle des ehemaligen „Eigenschaften der Kolloide" treten ließen. Auch in den Einzelbetrachtungen ist vieles Neue hinzugekommen. Neue Untersuchungen über Wässerung und Entwässerung der Kieselsäuregele, das Kieselsäuregel im Mineralreich, die Kolloidnatur der Zeolithe, die optischen Erscheinungen am Vanadinpentoxyd nach DIESSELHORST und FREUNDLICH, sowie wertvolle Angaben über die verschiedenen kolloiden Zinnsäuren, über Salz-, Hydro-, Alko- und andere Sole, über die Natur der Seifen, die Goldzahlen der Eiweißkörper und vieles andere. Der Umfang des Werkes ist dadurch von 294 auf 402 Seiten erhöht worden, obwohl der Anhang „Spezielle Beschreibung der chemischen Natur einiger Farbstoffe" ganz weggeblieben ist.

So wendet sich die zweite Auflage des vorzüglichen Buches mehr noch als die erste „an alle, die mit Kolloiden zu tun haben, nicht nur speziell an den chemischen Technologen" und kolloidchemischen Spezialforscher. **R. Groß.**

O. Abel: Die Stämme der Wirbeltiere. Ver. wiss. Verl. W. de Gruyter & Co. Berlin u. Leipzig 1919. XVIII + 914 p. 669 Abb.

Unwillkürlich wird man durch den Titel veranlaßt, an eine Parallele zu dem leider nicht beendigten klassischen Werke M. NEUMAYR's „Die Stämme des Tierreichs" zu denken; sind es doch auch nach den Vorworten im wesentlichen die gleichen Triebkräfte, die beide Bücher veranlaßten. Aber die beiden Werke sind grundverschieden. ABEL's Buch gipfelt in einer weitausgebauten Systematik, in der die Säugetiere recht kurz behandelt werden, da Verf. diesen vor wenigen Jahren ein besonderes Buch gewidmet hat. Das historische, das stammesgeschichtliche Moment tritt — ich muß sagen: leider — sehr zurück. Es wäre aber doch von großem Interesse, an mehr Stellen, als das geschehen ist, statt eines Systemskelettes die Anschauungen ABEL's, des Paläobiologen, von der phyletischen Verknüpfung der Stammteile herausgearbeitet und begründet zu sehen. Das ist ja gerade eines der wichtigen Endziele der Paläontologie, ihre große wissenschaftliche Aufgabe und Bedeutung: nicht nur ein System, sondern eine Stammesgeschichte zu geben. Das natürliche System muß phyletisch sein, aber aus dem hier gegebenen leuchtet das Phyletische nicht klar genug hervor. Auch manches andere, z. B. die biogeographischen Momente, für deren Diskussion im Zusammenhang mit der Stammesgeschichte die fossilen Wirbeltiere eine so große Fülle von Anhaltspunkten und Anregungen bieten, ist ganz zurückgedrängt worden.

In bezug auf die Systematik hat Abel sich zu einer weitgehenden Spaltung der Klassen in Ordnungen entschlossen; das fällt besonders bei den Reptilien auf, die er in 21 Ordnungen zerlegt. Die Trennung der Dinosaurier und Pterosaurier in je zwei selbständige Ordnungen wird u. a. damit gerechtfertigt, daß die Systematik kein starrer Rahmen werden darf, sondern sich als ein elastisches Band den Ergebnissen stammesgeschichtlicher Forschungen anzuschmiegen hat. Das ist selbstverständlich ganz richtig, aber Ergebnisse und Hypothesen sind zweierlei. Wenn hier so scharf geschieden wird, wenn ferner z. B. die Pinnipedier von den Carnivoren ganz geschieden und als drei von allem Anfang an getrennte Stämme umfassend betrachtet werden, warum werden denn dann die Allotheria mit den Beuteltieren vereinigt? Ein vollgültiger Beweis hiefür ist doch noch niemals erbracht worden.

An mehreren Stellen gibt Abel der phyletischen Auffassung durch die oft von ihm betonte Unterscheidung von „Stammgruppen" Ausdruck — so der Cotylosauria für die Gesamtheit der Reptilien, der Pachypodosauria für die Theropoden und Sauropoden, der Archaeoceti für die divergenten Linien der Wale. Das glücklich gewählte Wort bezeichnet im Grunde genommen sachlich nichts Neues. Abel's Angehen gegen „polyphyletische" Gattungen etc. ist im Sinne der Richtigkeit des Grundprinzips der Monophylesie warm anzuerkennen.

Mit Dank ist die Revision der Osteologie des Fischschädels, die Darstellung der Wirbeldifferenzierungen bei den Tetrapoden zu begrüßen; eine durchsichtigere Geschichte der Skelettformen der Wirbeltiere überhaupt wäre wohl von vielen sehr gerne gesehen worden. Mit Dank begrüßt man auch die zahlreichen Originalrekonstruktionen, welche das Buch schmücken, und in denen eine besondere Stärke des Verf.'s liegt.

Auf Einzelheiten des kompendiösen Werkes, über die ja da und dort immer verschiedene Meinungen herrschen werden, kann hier nicht eingegangen werden. Ohne Zweifel wird das Buch mit seinen vielen Originalbeobachtungen, mit seiner fast verschwenderischen Ausstattung, seinen meist prächtigen 669 Abbildungen[1] vielen eine Quelle der Anregung sein. **J. F. Pompeckj.**

O. Abel: Lehrbuch der Paläozoologie. Jena, Gustav Fischer, 1920. XVI u. 500 p., 700 Abb.

Ein neues Lehrbuch für Studierende der Zoologie und Geologie, wie es im Vorwort heißt, liegt vor; es ist also dann nicht für Studierende der Paläontologie bestimmt.

[1] Zittel's (Broili-Schlosser) Grundzüge, 3. Aufl. Bd. II, bieten bei 675 Seiten Text für den gleichen Stoff 786 Abbildungen!

Auf 35 Seiten werden die allgemeinen Fragen der Paläontologie behandelt, 238 sind den Evertebraten, 154 den Vertebraten gewidmet. In dem enggezogenen Rahmen haben die Foraminiferen, Coelenteraten, Trilobiten, Mollusken, Brachiopoden, Pelmatozoen eine etwas eingehendere Behandlung erfahren; die Wirbeltiere sind im ganzen kurz weggekommen. Den sehr gefällig geschriebenen allgemeinen Abschnitten zu den einzelnen Klassen und Ordnungen ist eine Reihe von Bemerkungen biologischer Art eingeflochten, die allerdings hie und da anfechtbar sind. Wenn z. B. *Lepidotus* als „durophag" auf das Futtern von Korallentieren angewiesen wird, dann fragt man sich vergeblich, wo die Lepidoten des schwäbischen Lias ε, des englischen Oxfordtons, des norddeutschen Kimmeridge, des Wealden — also fast die meisten, die wir kennen — ihre Korallen zu fressen bekamen. Obwohl Abel im Vorwort schreibt, daß die stammesgeschichtliche Bedeutung der fossilen Formen überall in den Vordergrund zu rücken ist, so ist doch gerade diese historische Seite der Paläontologie, d. i. ihre besondere wissenschaftliche Stärke, recht sehr vernachlässigt oder auch vergewaltigt (p. 210: die Goniatiten stammen von den Clymenien ab!). Gerade mit Rücksicht auf die Stammesgeschichte wäre es wohl besser gewesen, statt der bequemen Aufführung nur einiger Beispiele von Gattungen aus jeder Ordnung, in kurzen Strichen die phyletischen Zusammenhänge zu skizzieren oder zu diskutieren, was nur an wenigen Stellen geschehen ist.

Man merkt es dem Buche an, daß es in großer Eile zusammengeschrieben ist: verschiedentlich sind die für den Geologen wichtigen Zeitangaben irrig (z. B. p. 138 *Trigonia Herzogi* obere — recte untere — Kreide, 212 *Ptychites flexuosus* obere — recte mittlere — Trias, 211 Goniatiten Oberdevon—Untercarbon!). Manche morphologische Angaben sind richtigzustellen: über die Cheliceren von *Pterygotus*, über die Sifolage bei Goniatiten, über die Anwachsstreifen auf der Externseite von Ammonoideen, über die Länge des Metacarpus bei den Pterodactyloideen (vgl. dazu die Figur von *Pteranodon*) u. a. m. Ob es von didaktischem Wert ist, dem Namen von Gattungen, Ordnungen ein paar nichtssagende Bemerkungen beizugeben, muß bezweifelt werden: aus dem Abschnitt über *Pantotheria* wird weder der Studierende der Zoologie noch der der Geologie irgend etwas zur Kenntnis dieser Ordnung lernen. In allzuvielen Fällen wird der das Buch benutzende Student zum „Zittel" greifen müssen, um zu erfahren, um was es sich eigentlich handelt.

Als Lehrer der Paläontologie verkenne ich die Schwere der Aufgabe nicht, in engem Raume die Übermittlung der für das Studium der Paläontologie unbedingt notwendigen Formenkenntnis mit den vielen biologischen und stammesgeschichtlichen Momenten zu verbinden. Daß diese schwierige Aufgabe hier ihre Lösung gefunden habe, wird man nicht behaupten können. Verf. wollte der Gefahr entgehen, ein Bestimmungsbuch oder einen Fossilien-

katalog zu schreiben; das ist ihm in der Tat restlos gelungen. Wenn ich es auch gerne anerkenne, daß Abel es, wie er sich vorgenommen, vermieden hat, nur apodiktische Sicherheiten zum Ausdruck zu bringen, so kann ich doch unmöglich in die enthusiastischen Lobeshymnen einstimmen, welche von Drevermann und einem Anonymus in der Naturwiss. Wochenschr. wiedergegeben sind. Gewiß wird das Buch Anregungen geben, aber es ist mehr eine Anleitung für dilettantische Beschäftigung mit der Paläontologie als ein Lehrbuch für Studierende. **J. F. Pompeckj.**

K. Diener: Paläontologie und Abstammungslehre. 2. Aufl. Sammlung Göschen. Verein. wiss. Verleger. Berlin u. Leipzig 1920. 137 p., 9 Abb.

Auf knappem Raum ist in gut übersichtlicher Ordnung alles Wesentlichste zusammengestellt, was über die Rolle zu sagen ist, welche die Paläontologie für die Abstammungslehre spielt. In der den Verf. in allen seinen Werken auszeichnenden, ruhig sachlichen Würdigung der Ergebnisse paläontologischer Forschung wird das Verbürgte betont, vom Hypothetischen geschieden. Die 2. Auflage des sehr nützlichen Büchleins weist eine Reihe von durch neue Arbeiten erzielte Vervollständigungen auf; es wird z. B. die Rolle der ethologischen Betrachtungsweise der fossilen Tiere besonders hervorgehoben. Daß die Versuche, die Variationsstatistik, das Mendeln u. verw. in stammesgeschichtliche Untersuchungen einzuführen, nicht behandelt sind, ist bei dem tastenden Charakter. der der Anwendung dieser Methoden auf paläontologisches Material naturgemäß anhaftet, kein Schade. Das sehr empfehlenswerte Buch wird auch von Studierenden der Paläontologie mit bestem Nutzen gebraucht werden. **J. F. Pompeckj.**

Berichtigung.

In diesem Centralblatt 1921 No. 17 ist auf p. 541 die Figur beim Druck versehentlich auf den Kopf gestellt worden.

Personalia.

Verliehen: Dr. **W. Soergel**, Privatdozent für Geologie und Paläontologie an der Universität Tübingen, die Dienstbezeichnung eines a. o. Professors.

Angenommen: Dr. **Wilhelm Eitel**, außerordentlicher Professor der physikalisch-chemischen Mineralogie an der Universität Leipzig, eine Berufung als ordentlicher Professor der Mineralogie und Petrographie an die Universität Königsberg als Nachfolger von Prof. Bergeat. — Dr. **Richard Nacken**, außerordentlicher Professor der Mineralogie an der Universität Greifswald, eine Berufung als ordentlicher Professor der Mineralogie und Petrographie an die Universität Frankfurt als Nachfolger von Prof. Johnsen.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Über Quarz als geologisches Thermometer und die Bedeutung der Zusammensetzungsfläche von Zwillingen.

Von **O. Mügge** in Göttingen.

Mit 3 Textfiguren.

(Schluß.)

Bedeutung der Grenzflächen in Zwillingen.

Da der β-Quarz sich in seinem Energie-Inhalt, wie namentlich auch in seinen geometrischen Konstanten, nur sehr wenig vom α-Quarz unterscheidet und der α-Quarz bei seiner Entstehung aus β-Quarz in regelmäßiger Stellung zu ihm bleibt, wollen wir im folgenden annehmen, daß die Si- und O-Atome mit nur wenig veränderten Abständen in beiden wiederkehren, und zwar soll auch die Anordnung im β-Quarz einer Verbindung von zwei in Zwillingsstellung nach $(10\bar{1}0)$ befindlichen Teilchen von α-Quarz so ähnlich sein, daß sich Teilchen von α-Quarz auf der einen Seite in Zwillingsstellung nach $(10\bar{1}0)$ zu solchen auf dor gegenüberliegenden an ein Teilchen vom β-Quarz anlagern können. Stellt man dann die Lagerung in einem einfachen rechten α-Quarz dar durch das Schema

r . r . r . – – – – . r,

ebenso in einem linken α-Quarz durch

l . l . l . – – – – . l,

so wird das Schema für einen rechten β-Quarz

$r\underline{r} . r\underline{r} . r\underline{r} . - - - . r\underline{r}$

und für einen linken β-Quarz

$l\underline{l} . l\underline{l} . l\underline{l} . - - - l\underline{l}.$

wenn durch die Punkte die Grenzen der Teilchen, durch das Unterstreichen die Zwillingslage der einen Hälfte zur andern nach $(10\bar{1}0)$ angedeutet wird.

Von der Umwandlung $\beta \rightarrow \alpha$ wird man sich dann etwa folgende Vorstellung machen können:

Wenn die β-Quarze (von der Form der hexagonalen Pyramide mit oder ohne Prisma) nicht nur, wie es meist der Fall ist, annähernd, sondern vollkommen modellartig ausgebildet wären und die Temperatur (und Druck) an allen Stellen des Kristalls (wie

man es in größeren Gesteinsmassen wohl annehmen darf) gleichzeitig unter die Umwandlungstemperatur (und -druck) sänke, würde der β-Quarz auch unterhalb 575^0 zunächst noch erhalten bleiben, da der zur Annahme eines neuen Gleichgewichts nötige Anstoß fehlen würde und die infolge des Eintritts in ein Unbeständigkeitsgebiet etwa auftretenden Spannungen sich genau das Gleichgewicht halten würden. In Wirklichkeit wird aber die Abweichung der β-Quarze von der modellartigen Form (sowie etwaige Bewegungen im Gestein) bewirken, daß die Spannungen sich nicht das Gleichgewicht halten. Die Umwandlung wird dann darin bestehen, daß an der einen Stelle, etwa infolge eines Anstoßes von rechts, alle Teilchen r $\underline{r}$ in zwei Teilchen r . r zerfallen, an einer andern, durch Anstoß von links, alle in $\underline{r}$. $\underline{r}$. Wo beide Anstöße und infolgedessen beide Zerfallsgebiete zusammentreffen, können ein oder mehrere Teilchen von β-Quarz erhalten bleiben, sie liegen auf der „Grenze“ beider in Zwillingsstellung nach (10$\bar{1}$0) befindlichen Gebiete des nunmehrigen α-Quarzes. Ihre Gesamtheit bildet eine Schicht von im allgemeinen nur molekularer, also nicht sichtbarer, Dicke, die Zusammensetzungs„fläche“.

Sind gar keine Teilchen von r $\underline{r}$ erhalten geblieben, so stoßen die beiden nach (10$\bar{1}$0) verzwillingten Teile von α-Quarz zwar aneinander, sind aber nicht verbunden, sie haben nur eine Grenzfläche, die die beiden Individuen sogar trennt, wenn etwa durch den Anstoß ein Sprung verursacht ist. Wenn wir der Zusammensetzungsfläche der Einfachheit halber nur die kleinstmögliche Dicke geben, läßt sich der Zustand nach der Umwandlung (für einen Rechts-Quarz) schematisch wie folgt darstellen[1]:

mit Zusammensetzungsfläche: r . r . r . – – – r . r $\underline{r}$. $\underline{r}$. $\underline{r}$. – – – $\underline{r}$
ohne „ r . r . r . – – – r . . $\underline{r}$. $\underline{r}$. – – – $\underline{r}$

Wie viele Teilchen vom β-Quarz der Umwandlung entgehen und also die Zusammensetzungsfläche bilden, wird vom Verlauf der die Umwandlung begleitenden Spannungen abhängen. Vor einigen Jahren an Platten // (0001) angestellte Versuche, ihn dadurch zu beeinflussen, daß den Platten während der Umwandlung von bestimmten Stellen aus Wärme entzogen und dadurch Spannungen in bestimmter Richtung hervorgerufen wurden, sind noch ergebnislos geblieben. Jedenfalls wird die Zahl der noch erhaltenen Teilchen von β-Quarz mit der Ausdehnung und also auch der Kompliziertheit der Zusammensetzungsflächen wachsen; aber ihre Zahl wird, solange diese noch makro- oder mikroskopisch verfolgt werden können, verschwindend klein sein gegenüber der Zahl der Teilchen von α-Quarz.

[1] Zwei aufeinanderfolgende Punkte sollen das Vorhandensein einer Grenze ohne Verbindung andeuten.

Zwillingsteilchen nach Art derer im β-Quarz, wie sie eben für die Zwillinge selbst in ihren Zusammensetzungsflächen angenommen wurden, sind nach der früher[1] von mir entwickelten Hypothese auch in jenen Lösungen neben sehr viel zahlreicheren anderen vorhanden, aus denen sich Zwillingskristalle abscheiden[2], und ihre Anzahl wird die Ausbildung der Zwillinge insofern beeinflussen können, als sie die Entstehung einer größeren oder kleineren, ebenen oder sehr komplizierten unebenen Zusammensetzungsfläche gestattet[3].

Danach erklärt sich der komplizierte Verlauf der Zusammensetzungsflächen an den meisten der eben beschriebenen alpinen Bergkristalle gegenüber denen von Schemnitz daraus, daß in ihrer Nährlösung der Gehalt an Teilchen von β-Quarz größer war als bei denen von Schemnitz. In den letzteren war der Gehalt daran (wenigstens in dem letzten Stadium ihres Wachstums, das bei den Ätzversuchen allein zur Geltung kam) außerordentlich klein (obwohl fast alle Kristalle verzwillingt waren!), indem nicht nur das eine Individuum des Zwillings sehr klein gegenüber dem anderen war (was natürlich auch nur eine Zusammensetzungsfläche von geringer Ausdehnung nötig macht), sondern indem diese kleinen Teile sich meist auch nur mit der kleinstmöglichen Fläche, nämlich längs $(10\bar{1}0)$[4], von den andern abgrenzten. In den schweizerischen Kristallen ist nach ungefährer Abschätzung der Flächeninhalt der Zusammensetzungsfläche, auch wenn er nicht besonders kompliziert ist, doch 10—20 mal größer als die zur Abgrenzung der Zwillingsteile ausreichende Zusammensetzungsfläche von der Lage $(10\bar{1}0)$, das bedeutet mit Rücksicht auf das Größenverhältnis der beiden Individuen, für die schweizerischen Kristalle einen ungefähr 1000 mal höheren Gehalt an Zwillingsteilchen als in den Schemnitzer Kristallen.

---

[1] Fortschr. d. Min. 1. 24. 1911. Zur Begründung sei auch noch auf die dort (p. 56) angeführten Beobachtungen von Scacchi und von Johnsen verwiesen.

[2] Die Zwillingsteilchen in der Lösung werden bei ihrer Fixierung am Kristall (wie einfache) gewisse Veränderungen (Elektronen-Austausch) erfahren, also mit denen im Kristall nicht ganz identisch sein.

[3] Es enthält also nicht etwa eine Lösung, die gleich viele einfache und Zwillingskristalle liefert, gleich viele einfache und Zwillingsteilchen, vielmehr ist der Gehalt an letzteren so verschwindend klein (auch wenn die Lösung nur Zwillingskristalle liefert), daß die Konstanten der Lösung sich nicht merklich von denen einer Lösung unterscheiden, die nur einfache Kristalle ausscheidet. Umgekehrt wird die Tatsache, daß und welche Zwillinge eine Lösung abscheidet, vielleicht einmal geeignet sein, feine Unterschiede ihrer Zusammensetzung gegenüber nicht Zwillinge liefernden zu erkennen.

[4] Diese Zusammensetzungsfläche ist eben und senkrecht zur Umdrehungsachse, jede schief zur letzteren liegende Ebene würde offenbar von größerer Ausdehnung sein.

Daraus läßt sich auch verstehen, daß unter den Schemnitzer Kristallen so verhältnismäßig viele sog. Juxtapositionszwillinge beobachtet wurden, während unter den schweizerischen solche anscheinend eine große Seltenheit sind. Bei den ersteren reichte, wenn etwa der Kristall schon in frühem Stadium Zwillingsteile anlagerte, der Gehalt der Lösung an Zwillingsteilchen nur eben aus zur Besetzung der (ebenfalls wachsenden) Zusammensetzungsfläche, diese wurde daher eine ebene (10$\bar{1}$0), während bei den schweizerischen Kristallen der Gehalt eine beliebige Ausdehnung und Faltung der Zusammensetzungsfläche gestattete.

Dabei ist aber folgendes zu bedenken. Das Verhältnis der zur Besetzung einer ebenen Zusammensetzungsfläche nötigen Zwillingsteilchen zu der Anzahl der zum Kristallbau überhaupt verwendeten Teilchen nimmt mit der Größe des Kristalls ab. Wenn also im Anfang der Kristallbildung der Gehalt an Zwillingsteilen in der Lösung zur Herstellung einer ebenen Zusammensetzungsfläche zwischen zwei gleichgroßen Individuen ausreichte, werden beim weiteren Wachstum (wenn die Verhältnisse der Lösung im übrigen gleichbleiben) später Zwillingsteilchen genug vorhanden sein, um eine kompliziert gefaltete zu besetzen. Ebenso: Kann im Anfang nur eine kleine Zwillingsecke gebildet werden, so wird das Größenverhältnis später sich mehr der Gleichheit nähern können. Beim weiteren Verfolgen dieses Gedankens wird klar, daß man unter den kleineren Kristallen eines Vorkommens eher nahezu oder völlig einfache erwarten kann als unter den größeren, was im allgemeinen mit den Erfahrungen z. B. an alpinen Bergkristallen stimmen dürfte. Dies berührt sich mit der meines Wissens zuerst von Scacchi[1] ausgesprochenen, später namentlich von Becke betonten Erfahrung, daß Zwillingskristalle im allgemeinen größer sind als einfache. Aus diesem Gesichtspunkte wird man also sagen können: Zwillingskristalle sind größer als einfache derselben Nährlösung, nicht weil sie schneller wachsen als einfache, sondern umgekehrt, weil schneller wachsende Kristalle größere Aussicht haben, Zwillingsteilchen, die das nötige Verbindungsglied zum Weiterwachsen als Zwilling sind, anzulagern als langsam wachsende.

Das Verhältnis zwischen der Zahl der zur Besetzung einer ebenen Zusammensetzungsfläche nötigen Zwillingsteilchen und der Anzahl der zum Wachstum sonst verbrauchten einfachen wird konstant bleiben, wenn nur der Querschnitt des Kristalls parallel der Zusammensetzungsfläche, nicht seine Dicke senkrecht dazu, sich vergrößert. Wenn also die Tendenz zur Anlagerung von Zwillingsteilchen, also auch zur Vergrößerung der Zusammensetzungsfläche mit dem Gehalt der Lösung an Zwillingsteilchen steigt, die Bildung einer neuen, mit der anfänglichen nicht zusammenhängenden

[1] Vgl. Fortschr. d. Min. 1. 50. 1911.

Zusammensetzungsfläche aber auf Schwierigkeiten stößt, wird das Wachstum zum Tafligwerden nach der Zusammensetzungsfläche führen. Insofern dadurch das Verhältnis zwischen Oberfläche und Volumen vergrößert wird und das Wachstum proportional der Oberfläche erfolgt, wird diese Habitusänderung wieder ein bevorzugtes Wachstum der Zwillinge zur Folge haben. Sind Zwillingsteilchen nach verschiedenen Gesetzen in der Nährlösung vorhanden, die einen aber bei Beginn des Wachstums reichlicher als die andern, so werden die Zwillinge erster Art im allgemeinen größer sein als die letzteren (z. B. Rutilzwillinge nach (301) gegenüber solchen nach (101) in Phylliten).

Stößt die Bildung neuer, mit den schon vorhandenen nicht zusammenhängender Zusammensetzungsflächen nicht auf größere Schwierigkeit wie die Erweiterung ebener schon vorhandener, so kann durch das bloße Größerwerden der Kristalle der Anstoß zur Bildung krummer, aber auch zur Bildung von neuen, den älteren parallelen Zusammensetzungsflächen gegeben werden, d. h. zu polysynthetischen Zwillingen. Sie setzen also nicht periodische Vermehrung des Gehaltes an Zwillingsteilchen voraus, sondern nur, daß ein gewisser Gehalt an Zwillingsteilchen überschritten werden muß, damit eine neue Zusammensetzungsfläche entsteht; letzteres steht vermutlich im Zusammenhang mit dem periodischen Bau der Kristalle selbst.

Dieser nicht überschreitbare Gehalt an Zwillingsteilchen ist vermutlich besonders niedrig, wenn die neu zu beginnende Zusammensetzungsfläche in der Fortsetzung schon vorhandener Kristalloberflächen (und ihnen parallel) liegt, wie es bei sog. Ergänzungszwillingen der Fall ist; hier würden also neue Zusammensetzungsflächen besonders leicht entstehen, d. h. die beiden Individuen können sich unregelmäßig „durchdringen". Aus diesem Grunde können hier polysynthetische Bildungen seltener werden (sie fehlen aber nicht ganz).

Wenn durch irgendwelche Umstände, z. B. Temperaturänderung. der Gehalt einer Nährlösung an Zwillingsteilchen stark herabgesetzt wird, kann es kommen, daß die bis dahin mit dem Wachstum des Kristalls sich erweiternde Zusammensetzungsfläche nicht mehr voll besetzt werden kann. In diesem Falle werden die beiden Zwillingsindividuen gegeneinander wachsen können, ohne daß es doch zu einer wahren Verbindung beider kommt, es können aber auch feine, auch mikroskopisch nicht mehr sichbare Lücken zwischen beiden bleiben. Sie verursachen vielleicht bei manchen Quarzen und andern Kristallen die erst beim Ätzen hervortretenden Trübungen (indem sich das Ätzmittel längs diesen feinen Lücken einfrißt), bei andern Mineralien (z. B. Korund, Glimmer) Asterismus u. dergl.

Wenn es in einer an Zwillingsteilchen armen Lösung trotzdem zu ihrem Ansatz an schon größere Kristalle kommen soll, werden

sie sich dort ansetzen müssen, wo sie beim Weiterwachsen dieselben Flächen entwickeln können, die den Kristall begrenzen; das waren an den oben von Schemnitz beschriebenen Quarzen die Flächen $(10\bar{1}0)$ und $(10\bar{1}1)$. Nun kommen die Flächen $(10\bar{1}0)$ des Zwillings mit denselben Flächen des älteren Teils zur Deckung, sie können sich also unabhängig von der Ansatzstelle entwickeln, seine Flächen $(\underline{10\bar{1}1})$ dagegen kommen in die Lage $(01\bar{1}1)$ am älteren Teil. Diese können sich also nur realisieren als Abstumpfung der von $(10\bar{1}1).(\bar{1}101)$ und $(01\bar{1}0)$ gebildeten Ecke (vgl. oben Fig. 3). Das ist nun an den Schemnitzer Kristallen in der Tat ausnahmslos die Stelle, wo ihre Zwillingsstückchen angetroffen werden. Stets gehen sie von dieser Ecke aus und versuchen von hier aus unter Entwicklung möglichst wenig ausgedehnter Zusammensetzungsflächen weiterzuwachsen. Bei vielen hat aber trotzdem der Gehalt an Zwillingsteilchen zur Erweiterung der Zusammensetzungsfläche nicht ausgereicht, hier ist dann das ältere Individuum einfach gegen das zweite gewachsen, und zwar unter Entwicklung von $(01\bar{1}1)$ als einer wahren Notfläche, d. h. einer solchen, die mit geringster Oberfläche (nämlich unter Ersparung aller seitlichen Begrenzungsflächen, weil $(01\bar{1}1)$ // $(\underline{10\bar{1}1})$ liegt) die Lücke schloß.

Welche Umstände den G e h a l t e i n e r L ö s u n g a n Z w i l l i n g s t e i l c h e n bestimmen, ist nicht bekannt; außer Temperatur (und Druck)[1] sicher auch die Lösungsgenossen, außerdem wird er aber auch abhängen von der Vorgeschichte. Namentlich bei mimetischen Kristallen, die leicht in die ihnen entsprechende höher symmetrische Modifikation übergehen, wird man einen besonders hohen Gehalt voraussetzen dürfen; denn hier hängt ja zuweilen sogar von der Vorgeschichte ab, ob sich die niedriger symmetrische Modifikation (dann fast stets in polysynthetischen Zwillingen!) oder die wahrhaft höher symmetrische abscheidet. Hier werden also anscheinend geringfügige Umstände imstande sein, das Zahlenverhältnis zwischen einfachen und Zwillingsteilchen sehr stark zu verschieben, denn auch bei Ausscheidung stark polysynthetisch verzwillingter mimetischer Kristalle wird der Gehalt an Zwillingsteilchen in ihrer Nährlösung noch kaum nachweisbar sein. Es erinnert so die mit dem Übergang aus der mimetischen in die höher symmetrische Form eintretende Vermehrung der Zwillingsteilchen an die ungeheure Veränderung z. B. der inneren Reibung innerhalb eines sehr kleinen Temperaturintervalles beim Schmelzen mancher Stoffe.

Es ist natürlich anzunehmen, daß in Kristallaggregaten, in denen durch fortgesetzte mechanische Bearbeitung immer neue

[1] Nimmt man an, daß beim α-Quarz der Gehalt an Zwillingsteilchen in der Nährlösung mit der Annäherung an die Umwandlungstemperatur zunimmt, so würde für die Kristalle aus dem Tavetsch eine höhere Temperatur folgen als für die Schemnitzer; damit würde das Auftreten auch racemischer Zwillinge bei letzteren nach allen Erfahrungen stimmen.

Zwillingsteilchen in den Grenzflächen der Individuen infolge einfacher Schiebungen entstanden sind, ihre Zahl groß genug werden kann, um die Konstanten des Materials erheblich zu beeinflussen. Vielleicht besteht auch die „Zwischensubstanz“, die manche Metallographen in bearbeiteten Metallen annehmen, z. T. aus solchen „Zwillingsteilchen“ [1].

Für die Verwachsungen von Rechts- mit Links-Quarz kann man analoge Betrachtungen wie oben anstellen, indem man annimmt, daß zu ihrem Zustandekommen Teilchen einer Verbindung von Rechts- mit Links-Quarz in der Nährlösung vorhanden sein müssen. Diese „racemischen“ Teilchen, in denen die zweizähligen Achsen beider Individuen parallel, aber entgegengesetzt gerichtet sind, scheinen oberhalb einer gewissen Temperatur nicht existenzfähig zu sein, da Verwachsungen von Rechts- mit Links-Quarz in pyrogenen Gesteinen fehlen oder sehr selten sind [2]. Auch innerhalb ihres Existenzbereiches mag der Gehalt an solchen racemischen Teilchen — im folgenden mit r l oder l r bezeichnet — in der Nährlösung zunächst sehr gering sein, durch den Verbrauch der nicht-racemischen Teilchen aber schließlich so groß werden, daß sie zum Absatz drängen. Nehmen wir an, daß nur ein Rechts-Quarz in der Lösung vorhanden ist, so wird r l so sich anhaften, daß ihr r-Teil in Parallelstellung zum wachsenden Kristall kommt, ihr l-Teil also der Lösung zugewandt ist und an ihm nunmehr Links-Quarz angelagert wird, bis der Gehalt an r l wieder groß genug geworden ist usw. So können also Schichten von Rechts- und Links-Quarz miteinander abwechseln, beide von endlichen Dimensionen, während die sie verbindende Grenzschicht von racemischem Quarz nur molekulare Abmessungen zu haben braucht, also unsichtbar bleibt.

Man kann dies, verknüpft mit der Zwillingsbildung nach (10$\bar{1}$0) zweier gleichartiger Kristalle, etwa wie folgt andeuten:

$$\mathrm{r.rl.l.l.----l.l\underline{l}.\underline{l}.\underline{l}.--.\underline{l}.\underline{l}\underline{r}.\underline{r}.\underline{r}.---\underline{r}.\underline{r}r.r.----.r}$$

Wenn der Gehalt an racemischen Teilchen ausreicht, wird zwischen r und l überall eine Verbindung durch eine richtige Zusammensetzungsfläche r l zustande kommen, bei sehr hohem Ge-

[1] Nach TAMMANN (Zeitschr. f. anorg. Chemie. 113. 163—168. 1920) soll diese Zwischensubstanz in einer Dicke von ca. 11 Atomschichten auftreten. Bei englischen Metallographen findet man öfter die Annahme amorpher Zwischenmassen zwischen den Metallkörnern, was mir wenig begründet scheint.

[2] WRIGHT und LARSEN (l. c. p. 437) meinen, daß auch die Tatsache der Verwachsung von Rechts- mit Links-Quarz und die Art dieser Verwachsung mit Vorteil zur Bestimmung der Bildungstemperatur verwendet werden können. M. E. fehlt es aber dazu noch an hinreichenden Erfahrungen.

halt kann die Zusammensetzungsfläche sich „falten“, d. h. die racemischen Teilchen werden nicht nur mit den nicht-racemischen, sondern auch untereinander (allseitig) in Verbindung treten und damit den Anfang zur Kristallisation einer neuen, nämlich racemischen, Modifikation von SiO_2 machen, deren Stabilitätsbedingungen aber in der Natur anscheinend nirgend verwirklicht sind[1].

Ist der Gehalt an racemischen Teilchen in der Nährlösung zu gering, um auch nur eine Zusammensetzungsfläche von minimaler Ausdehnung[2] zu besetzen, so werden Rechts- und Links-Quarz einfach gegeneinander wachsen, eventuell Lücken zwischen sich lassen, die schmale Hohlräume // $(10\bar{1}1)$ vorstellen können, wenn das Wachstum wesentlich durch Absatz auf $(10\bar{1}1)$ erfolgt.

Dieser Betrachtungsweise lassen sich endlich auch die regelmäßigen Verwachsungen ungleichartiger Kristalle einordnen. In der Verwachsungsfläche wären Teilchen einer chemischen Verbindung der beiden Komponenten anzunehmen, die auch schon in der Nährlösung in geringer Konzentration vorkämen und, soweit sie selbständig kristallisieren, regelmäßige Verwachsungen der beiden Komponenten in molekularer Wiederholung vorstellen könnten.

Über ein neues Vorkommen von Dumortierit im Granit bei Guadalcázar, Nordmexiko.

Von **E. Wittich** in Mexiko und **J. Kratzert** in Heidelberg.

Das Mineral Dumortierit, das hier zum erstenmal aus dem Gebiet der Republik Mexiko erwähnt wird, fand sich in einigen größeren Rollstücken eines granitischen, quarzreichen Gesteins in der Umgebung des bekannten Minenplatzes Guadalcázar im Staate San Luis Potosi in Nordmexiko. Drei der Fundstücke stammen aus den fluvio-lakustren Absätzen in dem abgeschlossenen Tal von Guadalcázar[3] selbst, das vierte Exemplar aus dem Granitgebiet der gleichnamigen Cordillere.

Das in allen Stufen tief ultramarinblaue Mineral, etwa derbem Hauyn oder Sodalith vergleichbar, findet sich in wechselnder Menge entweder als zentimeterbreites Band oder in dünnen Streifchen oder unregelmäßig eingesprengt in größeren oder kleineren blauen Flecken. Bei der mikroskopischen Untersuchung erweist sich das

[1] Vielleicht liegen im Chalcedon, Lutezit, Quarzin usw. Anfänge dazu vor.

[2] $(11\bar{2}0)$; solche scheinen von Bindrich (N. Jahrb. f. Min. etc. 1915. II. -301-) beobachtet zu sein.

[3] Ernesto Wittich, Observaciones acerca de placeres de cinabrio y de oro en el distrito de Guadalcázar. Boletin Minero Mexico 1920. X.

blaue Mineral als Dumortierit, der in Form von meist büschelförmigen, zuweilen auch annähernd parallelfaserigen Aggregaten auftritt. Die Dicke der einzelnen Fasern beträgt bei den größten Individuen bis zu 25 μ, ist aber gewöhnlich viel geringer und sinkt bis zur trichitischen Feinheit herab. Der starke Pleochroismus zeigt die der blauen Varietät des Minerals eigentümlichen Farben sehr ausgeprägt: $\mathfrak{a}$ tiefblau; $\mathfrak{b}$ schwach rötlich violett; $\mathfrak{c}$ farblos. Bei der Feinheit der Individuen ließ sich die Doppelbrechung ($\gamma - \alpha$) nur annäherungsweise zu 0,010 und 2E zu 50° schätzen. Der Borgehalt war qualitativ leicht nachweisbar.

Das dumortieritführende Gestein besteht außer diesem Mineral im wesentlichen aus allotriomorphem Quarz mit zahlreichen Einschlüssen, ferner aus wenig Muscovit, der anscheinend sekundären Ursprungs ist und mit dem Dumortierit genetisch zusammenhängend, wohl als Umwandlungsprodukt desselben aufgefaßt werden kann, wie dies in ganz analoger Weise auch an dem Dumortieritgestein von Clip Yuma, Arizona, beobachtet wurde [1]. Weiter finden sich stellenweise ziemlich zahlreich ausgezeichnet idiomorphe Topase mit Kriställchen bis zu 0,2 mm Ausdehnung; außerdem treten noch geringe Mengen von Magnetit und vereinzelt Eisenglanz auf. Feldspat fehlt vollständig.

Das offenbar pegmatitische Gestein hat demnach in seinem Mineralbestand und wohl auch in seiner chemischen Zusammensetzung große Verwandtschaft mit den schon länger bekannten dumortieritführenden Gesteinen von Clip Yuma Co. in Arizona [2], von San Diego Co. in Californien [3] und vom Washongalfluß in Washington [3], wie ein Vergleich des mexikanischen Gesteins mit der Zusammenstellung von Schaller für diese drei Fundorte (l. c.) ergibt. Zugefügt seien dieser Liste noch die Angaben von F. W. Clarke [4] über einen Dumortieritfund von A. Knopf in Nevada, sowie über einen solchen von Cañon City in Colorado [5].

Fundort	Mineralbestand			
Clip Yuma Co., Ariz.	Dumortierit,	Quarz,	Muscovit,	Cyanit.
San Diego Co., Cal.	„	„	„	Sillimanit.
Washongalfluß, Wash. . . .	„	„	„	Andalusit.
Cañon City, Col.	„	„	—	Korund.
Humboldt Co., Nev.	„	„	—	—
Guadalcázar, S. L. P., Mex. .	„	„	„	Topas.

[1] W. T. Schaller, Bull. U. S. Geol. Surv. Nr. 262. 1905. 91—120. — Z. X. 41. 1906. 19—47.

[2] J. S. Diller and J. E. Whitfield, Am. Journ. 37. 1889. 216—219. — Ref. Z. X. 19. 1891. 80—81.

[3] W. E. Ford, Am. Journ. 4. 1902. 426. — Z. X. 37. 1903. 417—421.

[4] Data of Geochemistry. Bull. U. S. Geol. Surv. Nr. 695. 1920. 408.

[5] G. J. Finlay, Journ. of Geology. 15. 1907. 479.

Aus den zitierten Vorkommen geht hervor, daß es sich bei der Dumortieritbildung um ein Magma handelt, das stark kieselsauer und reich an Aluminium, dagegen arm oder frei von andern, vor allem von Schwermetallen war.

Die starke Zertrümmerung der meisten Topasindividuen und die undulöse Auslöschung des Quarzes sprechen für eine kataklastische Umänderung des beschriebenen Gesteins.

Wie bemerkt, ist das Muttergestein des neuen Dumortieritfundes die Variation eines Pegmatites, der zu dem großen Granitstock des Realejos, nordwestlich von Guadalcázar, gehört. Der Realejo-Granit bildet einen mächtigen Batholithen, der die umgebenden Cenomankalke kontaktmetamorph verändert hat, wie an andern Stellen nachgewiesen wurde [1]. Die Kontakterscheinungen weisen eine intensive Fluoritisierung der Kalke auf; neben reichlichem Fluorit wurden große Topase und Pyknit aufgefunden. Von Bormineralien tritt häufig Turmalin, selten Axinit auf, zu denen nunmehr noch der Dumortierit hinzukommt.

Wenn dieser auch noch nicht anstehend gefunden wurde, so läßt sich doch aus den Fundumständen schließen, daß die untersuchten Gesteinsstücke ursprünglich aus der nordöstlichen Partie des Realejo-Gebiets stammen.

Das Diluvium der Umgegend von Bremen [2].

Von **Otto Wilckens** in Bonn.

Das Bremer Becken, in dessen Mitte die Stadt Bremen liegt, stellt eine Ausweitung des Aller-Weser-Urstromtales dar. Im S wird es von der Delmenhorst-Syker, im N und O von der Vegesacker, Zeverner und Achimer Geest begrenzt. Die drei letztgenannten werden durch das Hamme- und das Wümme-Urstromtal abgegliedert. Die Ufer bilden meist einen Steilabfall. Die Hochflächen der Geest liegen etwa 20 m über dem Boden der Urstromtäler. Die Geest wird von denjenigen Diluvialbildungen aufgebaut, die älter sind als die Talsandflächen.

Abgesehen von ganz vereinzelten Tertiärvorkommen treten auf der Geest nur folgende eiszeitliche Ablagerungen zutage:

[1] E. Wittich y Fr. Ragotzy. Apuntes preliminares acerca de la zona minera de Guadalcázar, S. L. P. Zeitschr. Petroleo Mex. Nr. 196. 1920 — Geologia del Mineral de Guadalcázar, S. L. P. Mem. Soc. sc. A. Alzate. Mexico 1921.

[2] Ergebnisse aus Untersuchungen auf den Meßtischblättern 1289 Schwanewede, 1290 Osterholz, 1291 Worpswede, 1292 Kirchtimke, 1370 Vegesack, 1371 Lesum, 1372 Lilienthal, 1373 Ottersberg, 1374 Gr. Sottrum, 1450 Delmenhorst, 1452 Hemelingen, 1453 Achim.

1. Die Ritterhuder Sande. Dies sind rein weiße, schwach gelbliche oder grauliche, geschichtete Quarzsande von grobem, mittlerem oder feinem Korn. Die groben Sande führen stellenweise zahlreiche schlecht gerundete Geschiebe aus skandinavischem Material und aus Feuerstein (gute Aufschlüsse an der Mühle von Myhle bei Pennigbüttel, nördl. von Osterholz-Scharmbeck). Lagen von groben Geschieben finden sich gelegentlich mehrere Meter unter der Oberkante der Sande (Sandgrube des Hartsteinwerks „Niedersachsen" in Tarmstedt). Kreuzschichtung im großen und im kleinen ist sehr verbreitet. Focke nannte diese Sande „Präglazialsande", weil sie älter sind als der Geschiebelehm der Bremer Gegend. Die Bezeichnung ist aber unzweckmäßig für eine diluviale Bildung. Ich schlage den Namen „Ritterhuder Sande" vor, indem ich dem in der Geologie üblichen Brauch folge, einen Schichtkomplex nach einer Lokalität zu benennen, an der er gut entwickelt und aufgeschlossen ist (Ritterhude, am SO-Rand der Vegesacker Geest mit den großen Sandgruben im Mühlenberg). Ein entsprechender Name ist schon lange üblich für den

2. Lauenburger Ton, den Schucht[1] beschrieben hat. Der z. T. sehr mächtige Ton bildet keine zusammenhängende Platte, sondern tritt in einzelnen Vorkommen auf, die durch Ritterhuder Sande getrennt werden. Es scheint sich um einen jeweils sehr raschen Fazieswechsel zu handeln. Da man entweder — in den Ziegeleien — den Ton, oder aber — für Kalksteinfabrikation, zum Bauen und zum Hausgebrauch — den Sand gewinnen will, so pflegen die Tongruben nicht bis an den Sand und die Sandgruben nicht bis an den Ton heranzureichen. Die Verzahnung beider ist daher fast nie aufgeschlossen. Nur in der eisenbahnfiskalischen Sandgrube bei Grüppenbühren (Delmenhorster Geest) beobachtete ich oben in der etwa 10 m hohen Wand eine Wechsellagerung von grauem Ton mit Sand, darüber schwarzen Ton mit einigen Sandlagen, endlich schwarzen Ton (150 cm), oben braun verwittert und von geschiebereichem Sand überdeckt.

3. Moräne in Form des Geschiebelehmes oder -sandes. Sie liegt, soweit die Tagesaufschlüsse in Betracht kommen, stets über den Ritterhuder Sanden und dem Lauenburger Ton. Die Grenzfläche ist eben (große Sandgrube Gemarkung Rütenzahl. nördlich von Oyterdamm) oder wellig (Tongrube der Zange'schen Ziegelei [Dwoberg] bei Elmeloh). Die Moräne ist geringmächtig, selten reich an Geschieben (an der Straße Burgdamm—Ihlpohl bei „16,2"), unter denen Granite, Quarzite und Feuersteine vorherrschen. Dalaporphyre sind stellenweise häufig. Focke's Angabe, daß die Feuersteine meist zerbrochen sind, ist richtig, doch trifft man einzeln

[1] F. Schucht, Der Lauenburger Ton etc. Jahrb. preuß. geol. Landesanst. XXIX (1908). II. p. 130—150. Taf. 8.

auch große Blöcke: in Tarmstedt an einem Hofeingang einen von 70 cm Länge, bei Sagehorn einen runden von 50 cm Durchmesser. Paläozoische Kalksteine habe ich nirgends gefunden, sog. „Kreidebrocken"[1] bei Baden an der Steilwand nahe der Weser und bei Oyterdamm.

4. Der Geschiebedecksand bedeckt als dünne, meist nur 0,5 m mächtige Hülle, z. T. in diskordanter Lagerung, die anderen Diluvialbildungen. Seine Unterfläche läuft im allgemeinen der Erdoberfläche parallel. Bemerkenswert ist das nicht seltene Vorkommen von Windkantern in ihm. Einzeln finden sich auch tadellos gerundete Geschiebe, während die Mehrzahl unregelmäßig gestaltet und kantengerundet ist. —

Eine winzige Endmoräne glaube ich am Pastorensee bei Otterstedt gefunden zu haben. Dies für die Bremer Geest auffallend große Wasserbecken wird auf seiner Südseite von einem kleinen Wall umgeben, der mit größeren Geschieben ganz bedeckt ist, während sich südwärts davon geschichtete Sande ausdehnen. Sonst kommen keine Endmoränen vor; im besonderen finden solche sich nicht am N-Rande des Aller-Weser-Urstromtales, das somit nicht an einer alten Stillstandslage des Inlandeises hinzieht[2]. Der Aufbau der Geest bei Grüppenbühren am S-Rande des Urstromtales ist genau der gleiche wie bei Tarmstedt, Oyterdamm, Ritterhude und Oldenbüttel auf dessen N-Seite. Das einzige, was den N-Saum der südlichen Geest auszeichnet, sind die durch Eisdruck erzeugten Stauchungen (Tongruben von Rethorn). Focke[3] hat den Hügelrücken von Eggestedt als Seitenmoräne angesprochen. Diese Deutung ist unhaltbar. Ich betrachte ihn als einen zwischen zwei Schmelzwassertälern stehen gebliebenen Ausläufer des Diluvialplateaus, dessen Höhe (31 m bei Löhnhorst) er genau besitzt. Stellenweise besitzt die Geest zahlreiche abflußlose Vertiefungen (Sölle[4]) und

---

[1] Diese Brocken sehen wie Kreide aus, sind mürbe und zerreiblich, brausen aber nicht mit HCl. Ob sich die Angaben des Vorkommens von Kreidebrocken in unserer Gegend bei Wolff (Der geol. Bau der Bremer Gegend. Abh. Nat. Ver. Bremen. XIX. p. 211) und Siebs (Die Sedimentärgeschiebe im Gebiet zwischen Unterweser und Unterelbe. Schriften Nat Ver. Schleswig-Holsteins. XVII. p. 95) auf derartige Stücke oder auf richtige Kreide beziehen, weiß ich nicht.

[2] Die Mordziol'sche Lehrkarte von Mitteleuropa verzeichnet südwestlich von Bremen einen Endmoränenzug, der z. T. den Platz der Dünen der Osenberge einnimmt, z. T. quer durch das Bremer Urstromtal zieht. Diese Endmoränen existieren nicht.

[3] Heimatkunde des Regierungsbezirks Stade. I. p. 79.

[4] Man darf diese Bezeichnung hier gebrauchen, wenn man die Definition von E. Wunderlich annimmt (Die Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes. I. Teil. p. 17. Geogr. Abh., herausgeg. von A. Penck. N. F. Heft 3. 1917).

weist insofern noch Züge einer Grundmoränenlandschaft auf, wenn auch die riesige Unruhe der Geländeformen fehlt, die die Grundmoränengebiete der jüngsten Vereisung auszeichnet. Auf der Vegesacker Geest zieht sich eine Zone abflußloser Becken in der Richtung WSW—ONO über die Meßtischblätter Schwanewede und Osterholz bis zum Hamme-Urstromtal. Diese Zone zerfällt in 3 Stufen von 20, 30 und 40 m Höhenlage. Zwischen Brundorf und Freiszenbüttel zählt man gegen 50 von Wasser erfüllte oder verlandete Senken von rundlicher Gestalt[1]. Dieselben liegen zumeist innerhalb der 40 m-Höhenkurve in dem ungegliederten, zentralen Stück der Vegesacker Geest, das bis 50,1 m ansteigt. Das Glazialrelief hat sich also in demjenigen Teil der Geest erhalten, das von dem zum Geestrande hinabsteigenden Tälern nicht zerschnitten wird.

In der weiteren Umgebung von Bremen sind von der Preuß. geol. Landesanstalt verschiedene Diluvialgebiete durch Spezialkartierung untersucht: die Cuxhavener Geest, die Geest an der unteren Oste und bei Stade, Teile der Lüneburger Heide, Teile der ostfriesischen Geest sowie die nächste Umgegend von Verden a. d. Aller und Bremervörde[2]. In all diesen Gebieten ist in den Tagesaufschlüssen nur ein einziger Geschiebelehm (bezw. die sandige [z. T. Umlagerungs-]Fazies eines solchen) sichtbar. Bei Stade und Bremervörde haben Bohrungen Wechsellagerungen von Geschiebelehm und Sand angetroffen. Meist ist der Geschiebelehm arm an Geschieben und oft sandig. In der Cuxhavener Geest führt er manchmal große und kleine Kantengeschiebe. In dem Urteil über die Zahl der Vereisungen in den von ihnen untersuchten Gebieten sind die meisten Forscher sehr zurückhaltend; doch scheint Übereinstimmung zu herrschen, daß der Geschiebelehm der genannten Gegenden der Saale-Vereisung angehört. Stoller hält nicht nur für die südliche Lüneburger Heide bis zur Aller (Harbort[3] sogar noch über diesen Fluß hinaus nach Süden), sondern auch für die Gegenden von Verden und von Bremervörde die Spuren der jüngsten („Weichsel"-)Vereisung für nachgewiesen. Nach Wolff hätte diese

---

[1] E. Werth (Die äußersten Jungendmoränen in Norddeutschland und ihre Beziehungen zur Nordgrenze und zum Alter des Löß. Zeitschr. f. Gletscherkunde. VI. p. 258. 1912) gibt an, daß diese Senken in der Gegend von Oldenbüttel z. T. nicht natürlich, sondern durch Torfstich erzeugt sind. Aber der letztere deckt doch eben nur wieder die alte Senke auf, die ein von Moor erfullter Soll ist.

[2] Geologische Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten Lief. 151, 130, 106, 180, 191 sowie die geologisch-agronomischen Karten der Umg. von Verden und Bremervörde.

[3] Erläuterungen zu Blatt Fuhrberg (Lief. 187 der Geolog. Karte von Preußen). Dasselbe Heft enthält allerdings in der allgemeinen Einleitung von Stoller die Angabe, daß die Weichselvereisung das Allertal nicht überschritten habe.

letztere dagegen die Unterelbe nicht überschritten, ja nicht einmal erreicht[1]. Einen mehrfachen Wechsel von Geschiebelehm und Sand halten weder Wolff noch Schroeder für ein Anzeichen einer mehrmaligen Vereisung. Das „fluviatile" Diluvium der ostfriesischen Geest rechnet Schucht zur Elster-Eiszeit.

Außer dem Geschiebelehm scheint auch der Geschiebedecksand in allen genannten Gebieten ein einheitliches Gepräge zu besitzen. Stets überzieht er die anderen Diluvialbildungen als geringmächtige Decke, ist meist gelblich gefärbt, mittelkörnig und enthält Geschiebe der verschiedensten Größe, unter denen Feuersteine die größte Rolle spielen und die nach der Basis zu angereichert zu sein pflegen. Einzelne Geschiebe besitzen kantige oder Geröllform. Nach Schucht ist der Geschiebedecksand auf der ostfriesischen Geest teils fluvioglazial, teils Innen-, teils umgelagerte oder ausgewaschene Grundmoräne, auf der Cuxhavener Geest teils Innenmoräne, teils (wo er auf durch Eisdruck gefalteten Schichten ruht) Auswaschungsrückstand einer Grundmoräne. Stoller faßt die Decksande der südlichen Lüneburger Heide als Grundmoräne der Weichselvereisung auf (auch für die Gegend von Bremervörde und? von Verden). Wolff betrachtet ihn als eine der Entstehung nach noch unklare Ablagerung des schmelzenden Eises.

Geschichtete Sande über dem Geschiebelehm finden sich auf der Geest von Cuxhaven und der unteren Oste. Eine Umlagerungsfazies der Grundmoräne in Gestalt von Geschiebesand wird von fast allen Gebieten angegeben.

Geschichtete Sande unter dem Geschiebelehm, die also unsern Ritterhuder Sanden entsprechen, finden sich in der Cuxhavener und der ostfriesischen Geest und sind in den Bohrungen von Borstel bei Verden und Stade angetroffen worden.

Lauenburger Ton findet sich in den kartierten Gebieten, von denen hier die Rede ist, in der ostfriesischen Geest und an der Unterelbe, immer unter dem Geschiebelehm oder -sand.

Wir vergleichen nunmehr das Bremer Diluvium mit dem der geologisch kartierten Nachbargebiete, deren Diluvium im vorstehenden in Kürze dargestellt ist.

Die endmoränenartigen Hügelzüge, die vom Ostrand der Cuxhavener Geest an das Unterelbtal in einiger Entfernung begleiten, sich dann, etwa in der Gegend von Buxtehude, von ihm loslösen und nun, zwar vielfach unterbrochen, in südöstlicher Richtung von den Schwarzen Bergen bei Harburg über den Brunsberg bei Sprötze, über die Lohberge, den Hummelsberg, die Hanstedter Berge und

---

[1] Wolff (Das Diluvium der Gegend von Hamburg. Jahrb. preuß. geol. Landesanst. XXXVI (für 1915). II. p. 227—324. Taf. 35—39. 1915) nimmt seine ältere Auffassung des Geschiebelehms auf Bl. Pinneberg als oberen als unrichtig zurück.

den Hingstberg zum Wilseder Berg ziehen[1], bilden den O-Rand eines einförmig gebauten und gestalteten Abschnittes des norddeutschen Tieflandes, das sich westwärts bis zur Endmoräne der Dammer Berge stets sehr ähnlich bleibt[2].

In der Bremer Gegend, die diesem Teil von NW-Deutschland angehört, ist ebenso wie in den geologisch kartierten Nachbargebieten nie mehr als ein Geschiebelehm oberflächlich aufgeschlossen, und diese Moräne ist überall wenig mächtig, geschiebearm, sandig. In der Achimer Geest liegt dieser Geschiebelehm an der Oberfläche und ist teils normal (Nadah. Baden, Oyterdamm), teils als undeutlich geschichteter, lehmstreifiger Sand mit z. T. großen Blöcken (nordwestl. von Nadah, Bassenergrund) ausgebildet. Über dem Geschiebelehm fehlen geschichtete Sande[3], unter ihm treten bei Oyterdamm—Rütenzahl und Sagehorn Ritterhuder Sande hervor. Im südlichen Teil der Zevener Geest liegt bei Ottersberg, in den Ziegelgruben von Hassendorf und südlich von Wilstedt Grundmoräne an der Oberfläche, während bei Tarmstedt unter $\frac{3}{4}$ m Geschiebedecksand sofort Ritterhuder Sande folgen. Es scheint, daß nördlich der Weser westlich der Linie Tarmstedt—Sagehorn typischer Geschiebelehm in den Tagesaufschlüssen im allgemeinen fehlt. Im Weyer Berg erscheinen nur Ritterhuder Sande, die Einschaltungen

---

[1] KEILHACK legt auf seiner Karte der Lößverbreitung auf diese Höhen die Südgrenze des jüngeren Glazials (Die Nordgrenze des Löß etc. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 70. (1918.) Mon.-Ber. p. 77—79). C. GAGEL (Beitr. z. Kenntnis des Untergrundes von Lüneburg. Jahrb. preuß. geol. Landesanst. XXX (f. 1909). I. p. 254) erklärt die Formen des Wilseder Berges usw. für ganz greisenhaft, betrachtet diese Endmoränen als sehr viel älter als die Hauptendmoränen des jüngsten Eises und möchte dieselben für Endmoränen der Saale-Eiszeit halten. — Die von KEILHACK angenommene Grenze stimmt für das uns hier interessierende Gebiet in den großen Zügen mit den Endmoränen auf der Karte von WERTH überein (Zeitschr. f. Gletscherkunde. VI. Taf. III). In den Einzelheiten bedarf vieles auf WERTH's Karte der Berichtigung, z. B.: Baden und Verden liegen nicht auf Talsand, sondern auf der Geest, das Hamme-Urstromtal ist an der Gnarrenburger Pforte nicht geschlossen, Bremervörde liegt nicht in einer 14 km breiten Talsandfläche, die ganze Wingst ist nicht Endmoräne. Der „Wümme-Sandr" ist eine ganz heterogene Masse. in die Geschiebemergelflächen und Talsande eingehen. Ein Wümme-Sandr der jüngsten Vereisung müßte doch über dem Geschiebelehm der Saale-Vereisung liegen. Solche Sande fehlen hier aber. Auch das ältere Diluvialplateau zwischen Eschede und Celle erscheint als Sandr.

[2] Vgl. W. WOLFF: „Von der Lüneburger Heide bis an die Südersee haben wir also eine einheitliche Glaziallandschaft vor Augen" (Abh. Nat. Ver. Brem. XIX. p. 214. 1908.)

[3] Auch die Bohrungen von Achim und Bahnhof Baden trafen Geschiebemergel (13,8 und 18 m) über geschichteten Sanden. Jahrb. preuß. geol. Landesanst. XXV (f. 1904). p. 859.

von gröberen Kiesen enthalten. Auf der Vegesacker Geest sind Ritterhuder Sande bei Myhle, Scharmbeck, Pennigbüttel, Ritterhude, Burgdamm, Grohn, Farge und Eggestedt aufgeschlossen. Geschiebesand (Grundmoräne) beobachtete ich nur bei Pennigbüttel, Oldenbüttel (?) und bei km 36,7 an der Straße Bremervörde—Osterholz-Scharmbeck, Burgdamm, und zwar stets über den Ritterhuder Sanden. Bezüglich der Verbreitung des Lauenburger Tons verweise ich auf die Karte von Schucht. Bohrungen in Bremervörde haben z. T. drei Geschiebemergel mit Sandzwischenlagerungen durchsunken.

Die riesige horizontale Ausdehnung, die große Mächtigkeit und die völlige Fossilfreiheit scheinen mir gegen die Annahme zu sprechen, daß die Ritterhuder Sande einer Interglazialzeit angehören. Die Ausbildung des Bremer Diluviums erinnert sehr an die des ostfriesischen. Bei letzterem nimmt Schucht die Zugehörigkeit der geschichteten (= Ritterhuder) Sande und des Lauenburger Tons zur Elstereiszeit an. Bemerkenswert ist die Übereinstimmung, daß am Südrande des Weserurstromtales in der gleichen Weise Stauchungen und Verknetungen im Diluvium auftreten (Rethorn) wie am Südufer des Elbeurstromtales (Ostrand der Cuxhavener Geest). Das Aller-Weser-Urstromtal muß von dem vordringenden Saale-Landeis als Senke vorgefunden sein. Es hatte den Widerstand eines ansteigenden Südufers zu überwinden. Eine entsprechende Erklärung gab Schucht für die Stauchungen am Ostrande der Cuxhavener Geest.

Besondere Schwierigkeiten macht eine befriedigende Erklärung der Natur des Geschiebedecksandes[1], dessen charakteristisches Auftreten als einer über alle Bildungen gleichmäßig hinwegziehenden Decke sowohl auf den Hochflächen wie in den Tälern bereits Laufer[2] 1884 hervorhob. Meyn[3] war der Ansicht, daß seine Gesteine nicht aus der Verwaschung der Unterlage stammten, während Gottsche[4] ihn als das Produkt eines Schlämmprozesses betrachtete, dem der „obere Geschiebemergel" zum Opfer gefallen sei. Zu einer ähnlichen Auffassung war schon vorher Wahnschaffe[5] gekommen. A. Penck[6] erklärte den Geschiebedecksand für eine von Schmelzwassern ausgeschlämmte Innenmoräne. Diese Ansicht

[1] Die Bezeichnung stammt von W. O. Focke (Zur Kenntnis der Bodenverhältnisse bei Bremen. Abh. Nat. Ver. Brem. I. p. 80, 82. 1866).

[2] Das Diluvium und seine Süßwasserbecken im nordöstl. Teil der Provinz Hannover. Jahrb. preuß. geol. Landesanst. f. 1883. p. 310—329.

[3] Die Bodenverhältnisse der Prov. Schleswig-Holstein. Abh. z. geol. Spezialkarte von Preußen. III, 3. p. 28—29. 1882.

[4] Die Sedimentärgeschiebe der Prov. Schleswig-Holstein. (1883.) p. 6.

[5] Beitrag zur Entstehung des ob. Diluvialsandes. Jahrb. preuß. geol. Landesanst. f. 1880. p. 340—345.

[6] Die Geschiebeformation Norddeutschlands. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. XXXI (1879). p. 174, 194, 200.

vertrat auch mehrfach J. MARTIN[1] im Anschluß an N. O. HOLST. Das von J. MARTIN beschriebene Profil von Loy (11 km nördl. von Oldenburg) entspricht ganz den Bremer Diluvialprofilen: Zu unterst gut geschichtete fluvioglaziale Sande (= Ritterhuder Sande), darüber Geschiebelehm bezw. -sand und darüber Geschiebedecksand. Während SCHROEDER und STOLLER[2] den Geschiebedecksand der Gegend von Ütersen—Schulau im wesentlichen als Fazies der Grundmoräne ansehen, bezeichnet SCHUCHT[3] den des Hümmlings als inglazial, d. h. als Innenmoräne. Er ist im Hümmling meist ungeschichtet, steinig, deutlich gegen sein Liegendes abgegrenzt, 20—50 cm, selten bis 1 m mächtig. Beim Abschmelzen des Eises hat er Umlagerungen und Veränderungen erfahren. Er gehört zu derselben Vereisung wie der Geschiebelehm. Die Annahme, daß er seine Entstehung einer erneuten Eisbedeckung verdankte, lehnt SCHUCHT ausdrücklich ab. Wir dürfen diesen Autor deshalb wohl auch als Gegner der STOLLER'schen Auffassung betrachten, daß der Geschiebedecksand der südlichen Lüneburger Heide eine Ausdehnung der jüngsten Vereisung bis an die Aller bezeugt. WAHNSCHAFFE[4] bestreitet, daß sich eine Innen- von einer Grundmoräne trennen lasse. Den oberen ungeschichteten Geschiebesand, wie er in der oberen Altmark auf Meilen die alleinige oberflächliche Bildung ist, hält er „für eine selbständige Grundmoränenbildung", während WIEGERS ihn im Anschluß an ELBERT z. T. für „ein direktes Sediment des abschmelzenden Eises", also eine Art Innenmoräne hält. GEINITZ[5] behandelt den Geschiebedecksand sehr kurz und nennt ihn eine umgelagerte Moräne oder eine Ablagerung der Schmelzwasser. SCHUCHT schreibt dem Geschiebedecksand der ostfriesischen und der Cuxhavener Geest verschiedenartige Entstehungen zu.

Es ergibt sich, daß folgende Ansichten über die Natur des Geschiebedecksandes geäußert sind:

a) Er ist die Grundmoräne einer besonderen Vereisung. Wäre dies der Fall, so müßten die heutigen Oberflächenformen bereits vor dieser Vereisung vorhanden und vom Eise sorg-

---

[1] Diluvialstudien. I. Alter und Gliederung des Diluviums im Herzogtum Oldenburg. Jahresb. Nat. Ver. Osnabrück. IX. p. 113—162. (1893.) III. Vergleichende Untersuchungen über das Diluvium im Westen der Weser. 3. Vertikalgliederung des niederländischen Diluviums. Ebenda. XII. p. 1—65. (1898.) — Über die Abgrenzung der Innenmoräne. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 57. (1905.) Mon.-Ber. p. 135—155.

[2] Diluviale, marine und Süßwasser-Schichten bei Ütersen—Schulau. Jahrb. preuß. geol. Landesanst. XXVII (f. 1906). p. 472.

[3] Geol. Beobachtungen im Hümmling. Jahrb. preuß. geol. Landesanst. XXVII (f. 1906). p. 328 ff.

[4] Die Oberflächengestaltung d. norddeutsch. Flachlandes. (1909.) p. 133.

[5] Lethaea geognostica. III. 2. Bd. I. Abt. p. 64.

fältig respektiert (was STOLLER in der Tat annimmt) oder durch Exaration geschaffen sein. Erstere Annahme ist bereits von SCHUCHT[1] und WOLFF[2] zurückgewiesen. Ich füge noch hinzu: Faßt man den Geschiebedecksand der südlichen Lüneburger Heide als Ablagerung der Weichseleiszeit auf, so kann man es mit dem der Stader Geest und der Bremervörder Gegend nicht anders machen. Dieselben Verhältnisse finden sich aber auch in der Vegesacker und Achimer Geest, in Oldenburg, Ostfriesland und im Hümmling wieder. Soll die Weichselvereisung von der Elbe bis zur Ems nichts produziert haben als einen Moränenschleier von weniger als 1 m Mächtigkeit? Das ist doch ausgeschlossen. Dagegen, daß unsere Gegend eine Exarationslandschaft sei, spricht u. a. die Tatsache, daß die Sölle sich auf der Stader und Vegesacker Geest nur dort erhalten haben, wo das zusammenhängende Diluvialplateau nicht von Tälern zerschnitten ist.

b) Der Geschiebedecksand ist verschiedener Entstehung, nämlich

1. z. T. Geschiebesand, d. h. sandige, bezw. primär umgelagerte Moräne. Hiermit steht die deckenförmige Lagerung über allen anderen Diluvialbildungen im Widerspruch.

2. z. T. Innenmoräne. Hiergegen spricht die Auflagerung auf Ritterhuder Sande unter Abwesenheit einer Grundmoräne, und es erheben sich dieselben Bedenken wie bei a.

3. z. T. fluvioglazial. Damit ist nicht in Einklang zu bringen, daß er hügelauf und -ab das Gelände überkleidet. Ein beim Abschmelzen des Eises entstehendes Fluvioglazial hätte in den Senken zusammengeschwemmt werden müssen.

c) Der Geschiebedecksand ist eine noch unerklärte Ablagerung des schmelzenden Eises (W. WOLFF). Mit dieser Erklärung ist uns nicht geholfen.

d) Der Geschiebedecksand ist ein Produkt sekundärer Umwandlung.

Meines Wissens wird der Auffassung des Geschiebedecksandes als eines sekundären, d. h. nach dem Verschwinden des Eises und seiner Schmelzwasser entstandenen Produktes nirgends mit Begründung das Wort geredet. Der Gedanke liegt aber für eine so ganz an die unmittelbare Nähe der Erdoberfläche gebundene Bildung nahe. Von dem besonderen Gepräge, das sie durch den Humusgehalt der obersten Partien und die häufige Bleisand- und Ortsteinbildung erhält, muß man absehen. Als Ausgangsmaterial kann man sich am leichtesten eine ungeschichtete Moräne vorstellen. In der Bremer Gegend liegt der Geschiebedecksand auf Geschiebelehm

[1] In der Arbeit über den Hümmling.

[2] Das Diluvium der Gegend von Hamburg. Jahrb. preuß. geol. Landesanst. XXXVI (f. 1915). II. p. 227—324. Taf. 35—39.

oder Ritterhuder Sanden. In letzterem Falle fehlt die Grundmoräne dazwischen. Da diese aber südlich des Weser-Urstromtales vorkommt, muß sie auch auf der Vegesacker und Zevener Geest früher einmal die Ritterhuder Sande und den Lauenburger Ton bedeckt haben. Der Geschiebedecksand wäre dann, wo er unmittelbar auf Ritterhuder Sanden oder Lauenburger Ton lagert, ein Umwandlungsprodukt, ein Residuum des Saale-Geschiebemergels, von dem nichts mehr in unverändertem Zustande vorhanden wäre, während dies dort der Fall ist, wo unter dem Geschiebedecksand noch Moräne folgt. Die gleichmäßige und geringe Mächtigkeit des Geschiebedecksandes führe ich auf die nur bis in geringe Tiefe wirkenden Agentien zurück. Ob als diese das meteorische Wasser, der Wind, Frost und die Einwirkung von Organismen zu betrachten sind, ist eine Frage, die ich offen lassen muß. Nehmen wir an, daß die Grundmoräne der Bremer Geest der Saale-Vereisung angehört, so muß die Entstehung des Geschiebedecksandes in den langen Zeitabschnitt vom Ende der Saale-Eiszeit bis zur geologischen Gegenwart fallen. Sie braucht sich aber nicht durch diesen ganzen Zeitraum erstreckt zu haben, sondern könnte auch einem bestimmten kürzeren Zeitabschnitt angehören, so wie auch die Bildung der Moore und der Dünen in bestimmte, durch besondere klimatische Verhältnisse ausgezeichnete Perioden fällt.

Die erbsgelbe Farbe des Geschiebedecksandes findet sich auch bei einer anderen sekundären Sandansammlung, einem Teil der Dünensande[1]. Für die einzelnen tadellos gerundeten Geschiebe im Geschiebedecksand nehme ich an, daß sie diese Form bereits im Geschiebelehm besaßen und dieselbe nicht erst durch den Eistransport erhalten hatten (der bei fast allen Geschieben nur eine Kantenrundung bewirkte); sie sind bereits mit ihrer regelmäßigen Gestalt vom Eise aufgenommen worden, stammen also aus Geröllablagerungen oder aus Gletschermühlen.

Die größte Schwierigkeit für eine Erklärung bietet die diskordante Auflagerung des Geschiebedecksandes auf die Flanken von Hügeln, die aus annähernd horizontal geschichteten Ritterhuder Sanden aufgebaut werden. Man muß sich die Vorgänge doch folgendermaßen vorstellen: Die Ritterhuder Sande und der Lauenburger Ton bildeten nach ihrer Ablagerung eine Platte, auf die sich die Grundmoräne der Saale-Vereisung legte. Die Schmelzwasser des schwindenden Saale-Landeises furchten die breiten Täler aus, die die Geest noch jetzt zeigt. Diese Täler schneiden oft durch die Grundmoräne hindurch und in die Ritterhuder Sande ein.

[1] Vgl. Keilhack, Erläuterungen zu Blatt Lüneburg der Geol. Karte von Preußen, p. 56. Ich beobachtete diese gelbe Farbe auch an Dünensanden der Gegend von Rotenburg (Prov. Hannover). Keilhack nannte diese Dünen mit gelbem Sand Gelbdünen (Geol. Karte v. Preußen, Lief. 196).

Wie geschah nun die Ausbreitung des Geschiebedecksandes über die Flanken der Täler, die aus Ritterhuder Sanden bestehen? Durch Abschwemmung, Abrollung, Verwehung und als Gekriech? Und warum findet sich auch hier immer ziemlich die gleiche geringe Mächtigkeit dieser Bildung?

In den geologisch kartierten Nachbargebieten liegt der Geschiebedecksand auf Geschiebelehm oder -sand, einzeln auch wie in der Vegesacker Geest über geschichteten Sanden, über denen ein Geschiebelehm fehlt (Blatt Lamstedt). Wo er, wie stellenweise in der Cuxhavener Geest, geschichteten Sanden auflagert, die ihrerseits auf Geschiebelehm ruhen, kann er doch aus Saale-Moräne entstanden sein, da ja Zerschlagung dieser letzteren durch Sande tatsächlich vorkommt (Bohrungen von Stade und Bremervörde).

Machen wir uns die wohl von allen Polyglazialisten vertretene Anschauung zu eigen, daß die Grundmoräne der Bremer Gegend der Saale-Vereisung angehört und daß die Ausfurchung der Geesttäler ein Werk der Schmelzwasser beim Schmelzen des Saale-Eises ist, so erhebt sich die Frage, was das Land zwischen Elbe, Weser und Ems während der jüngsten Eiszeit erlebte. Blieben die Oberflächenformen im wesentlichen unverändert? Bewahrte eine mächtige Schneedecke das Land vor morphologischen Veränderungen, indem sie ihm eine geologische Todesstarre auferlegte? Ist der Geschiebedecksand in der Weichseleiszeit aus der Saale-Moräne entstanden? Diese und andere Fragen werden ihre Lösung auf dem Wege finden, der bei allen geologischen Untersuchungen zur Klarheit führt: subtilste Erforschung der lokalen Verhältnisse, eingehender Vergleich mit den Nachbargebieten und der Versuch, die Einzelheiten aus dem Überblick über große Räume und aus allgemeinen Gesetzmäßigkeiten zu verstehen.

Zur Beurteilung der Längsstörungen im mittelböhmischen Faltengebirge.

Von **F. Wähner** in Prag.

Fräulein Dr. J. Moscheles glaubt, mir sei in einer von ihr angeführten Arbeit, die sich mit dem Bau des mittelböhmischen Faltengebirges beschäftigt, ein Irrtum unterlaufen, und sucht diesen zu berichtigen [1]. Sie stimmt auf Grund meiner Ausführungen mit mir darin überein, daß das Gebiet keinen Graben darstellen kann, meint aber, daß man es als einen Horst betrachten könne, eine Vorstellung, auf die ich zwar als eine mögliche hingewiesen, die

[1] Über die orographische Lage tektonischer Horste. Dies. Centralbl. 1921. p. 52—54.

ich aber, da sie nicht ernstlich anwendbar ist, alsbald wieder verlassen hatte, um auf eine ganz anders geartete Auffassung des Gebirgsbaues einzugehen, die den alten wie den zahlreichen neuen Feststellungen gerecht wird und durch die letzteren ein unabweisbares Erfordernis geworden ist. Diesen Dingen ist meine Arbeit gewidmet, und ich könnte daher über die Horstfrage, deren Bejahung mit den geschilderten Tatsachen (so auch mit der überaus großen Zahl von unangreifbaren Nachweisen seitlicher Gebirgsbewegung) nicht in Übereinstimmung zu bringen ist, hinweggehen, wenn nicht Mißdeutungen solcher Unterlassung nahe lägen.

Die Verfasserin sucht zunächst meine Stellungnahme zu dem erwähnten Gedanken in einem ein wenig veränderten Lichte wiederzugeben. „Einen derartigen Horstcharakter hält jedoch WÄHNER für ganz ausgeschlossen", behauptet sie (a. a. O. p. 53). Vor der Mitteilung der dagegen sprechenden Tatsachen konnte ich das nicht gut sagen; nachher war es überflüssig. Ich habe denn auch ververgeblich Nachschau gehalten, wo von mir derartiges geäußert worden wäre. Ferner schreibt die Verfasserin: „Daß aber in den inneren, tektonisch zu höchst liegenden Gebirgsteilen die jüngsten Schichtengruppen erhalten, in den äußeren jedoch abgetragen sind, hält er mit der Vorstellung eines Horstes (für) völlig unvereinbar." Auch den letzten Ausdruck habe ich nicht gebraucht, weder in meiner größeren Arbeit, noch in einer vorausgehenden kurzen Mitteilung über einen an der Wiener geol. Reichsanstalt gehaltenen Vortrag (Verh. 1916, p. 96). An beiden Orten ist nur von dem „Widerspruche" die Rede, in dem die Annahme eines Horstes zu der gerade angeführten Tatsache stünde. Es wird also nachgeholfen, um einen Gegensatz aufzustellen oder diesen zu verstärken und die Bekämpfung des „Irrtums" verständlicher zu machen. An einer Stelle (Jahrb. 1916, p. 10) bemerkte ich: „Das vorgestellte tektonische Gebilde wäre ein recht sonderbarer Horst." Das sieht wohl nicht so aus, als sollte die Horstvorstellung von vornherein für ganz ausgeschlossen erklärt und unter allen Umständen abgelehnt werden. Weiterhin bemüht sich die Verfasserin, einen solchen Horst zu entwerfen (Fig. 2, a. a. O.); er ist wirklich sonderbar ausgefallen.

Die Verfasserin wirft die Frage auf, „ob in jedem relativ gehobenen Gebiet die Schichten orographisch höher liegen müssen als die gleichaltrigen Schichten in den tektonisch tieferen benachbarten Gebieten". Um diese Frage „entschieden zu verneinen", hätte sie nicht des Hinweises auf ihre Fig. 2 bedurft. Hierzu hätte u. a. schon ein Blick auf ihre Fig. 1 genügt, die Wiedergabe eines von mir gezeichneten Querschnittes, der den Bau eines kleinen Teiles des Gesamtgebietes, zwei durch eine Längsstörung getrennte Gebirgszonen von mäßigem stratigraphischem Umfang übersichtlich darstellt. Die zu beiden Seiten der Störung antstehenden gleich-

alterigen Schichtengruppen liegen orographisch in gleicher Höhe, und doch muß derjenige, der die Störung als einen Senkungsbruch ansieht, einen solchen von beträchtlichem Ausmaß annehmen, um die Lagerungsverhältnisse zu erklären, wobei es für diesen Einzelfall gleichgültig ist, welche Rolle für die heutige Gestaltung die Abtragung gespielt hat.

Derselbe Querschnitt ist aber auch geeignet, die Sache in einem allgemeineren Sinne klarzumachen. Wenn man in einer gleichsinnig geneigten Schichtenfolge entlang einer diese durchsetzenden Verwerfung den tieferen Teil der Folge sich heben läßt, so kommt es auf den kleineren oder größeren Betrag der Hebung an, ob dieser gehobene Teil gegenüber dem stehengebliebenen tiefer, gleich hoch oder höher zu liegen kommt. Empfehlenswert ist daher für das von der Verfasserin angestrebte Ziel die Hebung um einen geringen Betrag; denn so erhält man ein relativ gehobenes Gebiet von tiefer Lage gegenüber der Nachbarschaft [1].

Probatum est: Man lasse ein tief liegendes Gebiet sich heben und nehme den Betrag der Hebung so gering an, daß die gehobene Scholle auch nach der Hebung tiefer liegt als das Nachbargebiet. Auf diese und ähnliche Art läßt sich gar manches scheinbar beweisen, besonders Lesern gegenüber, die über die Lagerungsverhältnisse des betreffenden Gebirges nicht näher unterrichtet sind.

Einen solchen Weg schlägt die Verfasserin ein. Sie knüpft (p. 54, Schlußsatz) an eine gegen die Horstvorstellung gerichtete Bemerkung meiner Arbeit (Jahrb. p. 10) an, die hier angeführt sei: „Daß im ganzen Gebiete das vorherrschende Schichtenfallen gegen innen (einerseits gegen SO, andererseits gegen NW) gerichtet ist, mag noch hingehen und könnte aus einer älteren muldenförmigen Anlage erklärt werden.“ Die Verfasserin zeichnet eine Mulde (Fig. 2) und (im Gegensatz zu der ansehnlichen Zahl von nachgewiesenen großen Längsstörungen) an den Muldenrändern nur je einen lotrechten Bruch, an dem der äußere Teil überdies nur um einen geringen Betrag gesunken erscheint. So behält das Muldeninnere seine tiefe Lage gegenüber den Randgebieten bei. Wie klein die Sprunghöhe ist, ergibt sich aus einem Vergleich mit der schon erwähnten Fig. 1, die nach den festgestellten Lagerungsverhältnissen

[1] Eine gewisse Schwierigkeit ergibt sich nur gegenüber dem Wortlaut der aufgeworfenen Frage. Da die tiefere Lage eines aus denselben Schichtengruppen wie die Umgebung bestehenden Gebietes wohl zumeist auf ein — wenn auch früher eingetretenes — tektonisches Ereignis (z. B. auf Faltung) zurückzuführen ist, so ist das „tektonisch tiefere“ benachbarte Gebiet (z. B. die randlichen Teile der angeführten Fig. 2) dies nur rücksichtlich der zuletzt eingetretenen Hebung, ist und bleibt jedoch zugleich tektonisch höher gegenüber dem tieferen Teile des zuletzt gehobenen Gebietes (z. B. dem Muldeninneren in Fig. 2).

eine einzelne jener Längsstörungen darstellt. Ob ein Tektoniker, wie die Verfasserin es tut, ein derartiges Gebilde einen Horst nennen würde, bezweifle ich; ich würde von einer Mulde sprechen, die in beiden Randgebieten je einen geringfügigen Längsbruch aufweist.

Hätte die Verfasserin mehrere, wenn auch kleine Brüche gezeichnet — in Wirklichkeit sind es solche von sehr großer Sprunghöhe —, oder hätte sie wenigstens dem einen gezeichneten eine Sprunghöhe gegeben, die der eines einzelnen nachgewiesenen Längsbruches nur einigermaßen nahekommt, so würde sie sich überzeugt haben, daß sie auf solche Art ihren Zweck nicht erreicht: die Randgebiete lägen tiefer als das Muldeninnere. In diesem Falle könnte die Mulde dafür zugleich als Horst bezeichnet werden. Es wäre dies allerdings einer jener Horste, die, in ihren oberen Teilen aus leicht angreifbaren Gesteinen von beträchtlicher Mächtigkeit (Tonschiefer der BARRANDE'schen Stufe H = Ob. Mitteldevon) bestehend, der Abtragung verhältnismäßig rasch unterliegen, bald nicht mehr über ihre Umgebung emporragen und unter Umständen sogar die entgegengesetzte orographische Gestaltung annehmen können. Die Verfasserin aber meint augenscheinlich, daß ein „Horst“, entgegen dem tektonischen Sprachgebrauch, auch schon ursprünglich (vor der Abtragung) nicht über seine Umgebung emporzuragen braucht.

Ich übergehe weitere Einwendungen gegen Fig. 2 und den dazugehörigen Satz und wende mich zu dem wichtigeren Teile meiner Entgegnung.

Die Voraussetzung, daß die das mittelböhmische Faltengebirge durchziehenden Längsstörungen Senkungsbrüche sind, müßte, wie in meiner Arbeit (Jahrb. p. 6—16) eingehend begründet wurde, zu dem Schlusse führen, daß das genannte Gebiet als ein Horst zu betrachten ist. Daß ich mich trotzdem mit dieser Vorstellung nur im Vorübergehen befaßt habe, ist für jeden, der die Arbeit durchblättert — die Verfasserin kennt sie sehr gut — oder das Inhaltsverzeichnis (p. 72) liest, leicht verständlich. Es geschah dies in einer geschichtlichen Einleitung, die nicht umgangen werden konnte, da die schon zur Zeit ihrer Einführung unhaltbare Auffassung der ehemaligen „Silurmulde“ als Grabensenkung, die in die Lehr- und Handbücher übergegangen war, beseitigt werden mußte, um einer naturgemäßen, d. i. den wirklichen Lagerungsverhältnissen entsprechenden Auffassung den Boden zu ebnen. Die Erbringung zahlreicher Nachweise von tangentialer Gebirgsbewegung (neben den längst bekannten Faltungserscheinungen) bildet den Hauptinhalt der Arbeit (Jahrb. p. 17—51), und diese Nachweise konnten dank den vorzüglichen und ausgedehnten künstlichen Aufschlüssen in einer Vollständigkeit erbracht werden, wie nicht leicht in einem andern ähnlich gebauten Gebiete. Hier hätte

die Verfasserin einsetzen müssen, wenn sie die Senkungsbrüche wieder zu Ehren bringen, wenn sie einer andern an Stelle der von mir vertretenen Auffassung zur Geltung verhelfen wollte. Sie hätte zeigen müssen, entweder, daß jene Beobachtungen unrichtig, oder daß aus ihnen andere Schlüsse zu ziehen sind. Beobachtungen und Schlüsse bleiben sonach bestehen und blieben es auch, wenn der theoretisch-tektonische Versuch der Verfasserin ergeben hätte, daß der in den Hauptzügen erschlossene Gebirgsbau auch unter Annahme von Senkungsbrüchen erklärt werden könnte.

Alle jene Erfahrungen sind für die Verfasserin nicht vorhanden. Sie gedenkt ihrer mit keinem Worte, keiner Andeutung. Die beobachteten Überschiebungen, das nachgewiesene Auftreten jüngerer Gesteine im Liegenden von älteren entlang den großen Längsstörungen berührt sie ebensowenig wie alles übrige. Diese Art, einen wissenschaftlichen Stoff zu behandeln, ist bezeichnend für eine Arbeitsweise, die mit induktiver Forschung nichts zu tun hat. Eine Erwägung, die sie der Literatur entnimmt, fesselt die Verfasserin und macht sie blind für alles durch ernste Beobachtung Festgestellte und Feststellbare. Ich enthalte mich eines Urteils darüber, ob, wie es der Verfasserin vorschwebte, als sie die Berichtigung des „Irrtums“ in Angriff nahm, ihre Mitteilung „methodisch betreffs der orographischen Lage tektonischer Horste“ von Bedeutung ist und ob sie geeignet erscheint, „zur Lösung der Streitfragen über den Bau des mittelböhmischen Altpaläozoicums beizutragen“ (p. 52, a. a. O.).

Neue Wirbeltierfunde in den Tonen von Tegelen bei Venlo.

Von **Steph. Richarz,** z. Z. Steyl bei Tegelen (Holland).

Die Tone von Tegelen bei Venlo, nahe der deutsch-holländischen Grenze, haben in den letzten beiden Dezennien eine reiche Fauna und Flora geliefert, welche von Dubois, Newton, Rutten, Tesch und Reid z. T. beschrieben wurde, z. T. aber noch unbearbeitet im Teylerschen Museum zu Haarlem liegt. In neuerer Zeit wurden wieder neue Funde von Wirbeltieren gemacht, über die hier eine kurze Mitteilung folgen soll.

Alle früheren Fossilreste scheinen aus der großen Grube von Canoy, Herfkens & Co. in der Jammerdaalschen Heide zu stammen. Im Frühjahr 1920 fand nun der junge Herr Andreas Denessen von Tegelen in der Grube seines Vaters ein gut erhaltenes *Rhinoceros*, welches er in dankenswerter Weise der naturhistorischen Sammlung des Missionshauses und Gymnasiums in Steyl bei Tegelen überließ. Der Fundort, Egypten genannt, liegt von der obengenannten Grube gut 5 Minuten gegen WSW.

Am besten erreicht man ihn, wenn man von der Tegelen-Kaldenkirchenerstraße bei der Ziegelfabrik der Gebr. Teenwen nach NO abzweigt und etwa 10 Minuten weit geht, bis man wieder den Abhang der Hauptterasse gegen das Maastal erreicht.

Unter einer Schuttdecke von 1,50 m fand man zunächst:

20 cm	gelblichbraunen, sehr eisenhaltigen Ton, dann
90 „	mageren, eisenschüssigen Ton, darunter eine
10—15 „	dicke Konkretion von Brauneisenerz, dann wieder
50 „	eisenschüssiger Ton, endlich
120 „	blauer fetter Ton. Dann folgten die Skelettreste in den blauen Ton eingebettet, und unter ihnen wieder derselbe Ton auf unbekannte Tiefe. Es liegt also das Fossil 3 m von der Tonoberfläche entfernt.

70 m östlich davon fand man im selben Niveau noch andere Teile des *Rhinoceros*. Trotz des weiten Abstandes scheint es sich doch um Reste desselben Individuums zu handeln.

Das prachtvoll erhaltene Gebiß zeigt zweifellos, daß ein *Rhinoceros etruscus* FALC. vorliegt. Die Oberkieferzähne sind alle erhalten; nur von einem fehlt die Hälfte. Von den Zähnen des Unterkiefers sind 10 vollständig vorhanden, einer nur zur Hälfte, einer fehlt ganz. Es handelt sich offenbar um ein altes Tier, denn bei den Prämolaren sind die Quertäler zu Schmelzinseln geworden, indes sind die Zähne noch nicht bis zur Wurzel abgekaut. Der obere M_1 der rechten Seite ist ebenfalls schon so weit abgekaut, daß die Schmelztäler insulieren, auf der linken Seite ist jedoch bei M_1 noch ein Schmelztal vorhanden. Bei M_2 und M_3 des Oberkiefers sind die Schmelztäler sowohl rechts als links erhalten, bei M_3 besonders gut; an der Oberfläche ist aber doch der Schmelz überall abgekaut. Ziemlich gut stimmt das Gebiß des Oberkiefers überein mit dem, welches SCHRÖDER[1] auf Taf. IV abbildet, nur daß bei diesem Exemplar beide M_1 noch Schmelztäler haben. Das auf Taf. VI Fig. 1 abgebildete Oberkiefergebiß von Mosbach ist weiter abgekaut als das von Tegelen.

Vom Schädel sind neben vielen Bruchstücken die beiden Unterkieferäste ziemlich gut erhalten, ebenso 2 symmetrische Knochen der Tympanalgegend mit den Gehörgängen. Außerdem liegen 18 Wirbel vor, alle sind etwas beschädigt, aber doch in gutem Erhaltungszustand. Von den Extremitäten fand ich nur die untere Hälfte der linken Tibia. Andere Fossilreste wurden bis jetzt aus der Tongrube von Denessen nicht bekannt.

Die über dem Ton lagernden Schuttmassen erreichen an der Fundstelle des Schädels und der meisten übrigen Knochen 1,50 m, über den weiter nach O gefundenen Resten war die Schuttdecke 4—5 m mächtig. Es sind nicht, wie sonst in der Gegend, die

[1] H. SCHRÖDER, Die Wirbeltierfauna der Mosbacher Sande. Abh. d. preuß. geol. Landesanst. N. F. 18. 1903.

ungestörten Sande und Kiese der Hauptterrasse, sondern Schuttanhäufungen dieser Kiese, in denen ich zahlreiche Bruchstücke römischer Dachziegel und auch einige glasierte Topfscherben fand. Es scheinen hier die Römer eine Ziegelei betrieben zu haben. Man sieht deutlich die alten Abbaue des Tones. Die Römer gruben nicht tiefer als 1,20 m in den Ton hinein und drangen nur bis auf die Brauneisenschicht vor. Der Abbau geschah in der Weise, daß man 4—5 m Ton in der Breite wegnahm und dann immer einen Pfeiler von 1—1,50 m stehen ließ. Leider konnten bis jetzt keine Ziegel mit Legionsstempel gefunden werden.

Der Fund eines *Rhinoceros etruscus* ist nicht neu für die Tone von Tegelen, es liegen mehrere Exemplare im Teylerschen Museum zu Haarlem, und es wäre wohl zu wünschen, daß diese, zugleich mit dem neuen Fund, bald einer eingehenden Untersuchung unterzogen würden. Wichtiger, weil ganz neu, sind 2 Funde, welche in letzter Zeit in der Grube Canoy, Herfkens & Co. gemacht wurden und gleichfalls in der genannten Sammlung in Steyl aufbewahrt werden.

Dubois [1] betont, daß *Elephas meridionalis* Nesti, welcher in dem nach Dubois den Tegelener Schichten gleichaltrigen forest-bed in Cromer sehr häufig sein soll, in Tegelen nicht vorkommen. Doch schon Rutten [2] fand in einer Sammlung, vom „Jammerdaal bei Venlo" stammend, einen Condylus mandibulae, „welcher vielleicht zu *E. meridionalis* gestellt werden muß". Nun liegt auch der Molar eines Elefanten von derselben Fundstelle vor. Es ist zwar nur ein Bruchstück, nur 3 stark abgekaute Schmelzlamellen sind erhalten, aber sie sind doch so charakteristisch, daß Herr Prof. Schlosser, dem ich das Stück zur Begutachtung nach München sandte, mir mitteilte: es kann überhaupt nichts anderes als *E. meridionalis* in Frage kommen. Für *E. antiquus*, den diluvialen Altersgenossen des *Rhinoceros etruscus*, ist der Zahn viel zu breit. Die Schmelzlamellen sind über 8 cm lang, ihre Breite beträgt bis 13 mm. Der gegenseitige Abstand, d. h. die zwischen den Lamellen sich befindliche Dentinmasse, ist ebenfalls 13 mm breit.

Ein anderer Fund aus derselben Grube besteht aus Teilen des Gebisses eines Suiden. Die Zähne sind sehr gut erhalten. Der Schmelz ist, wie bei den *Rhinoceros*-Zähnen, schwarz gefärbt. Es liegen vor: Ein Stück des Oberkiefers mit M_1 und M_2 der rechten Seite; aus dem Unterkiefer die beiden M_3 und von M_2 links die Hälfte, die beiden C und I_1 und I_2 links. Die beiden M_3 sind noch ganz ungebraucht und von bedeutender Größe. An der Schmelzbasis gemessen sind sie 49 mm lang, am vorderen Lobus

[1] E. Dubois, L'âge des differentes assises emglobées dans la série du forest-bed ou le Cromerien. Archives du Musée Teyler. Ser. II. **10**. 1907. p. 59 ff.

[2] L. M. R. Rutten, Die diluvialen Säugetiere der Niederlande. Inaug.-Diss. Utrecht 1909. p. 16.

22 mm breit, nach hinten werden sie schmäler. Sie haben 3 ziemlich gleichmäßige Höckerpaare, hinter denen in der Mitte noch ein 4. Höcker steht. M_2 ist an der Schmelzbasis 27 mm lang (an der Krone 30), am vorderen Lobus 24 mm breit. Bei M_1 sind die entsprechenden Maße 19 (bezw. 20) und 17 mm. M_1 und M_2 sind deutlich abgekant, es sind aber doch noch Spitzen vorhanden, so daß sie noch nicht allzulange im Gebrauch gewesen sein können.

Die Hauer sind zwar beschädigt, lassen aber doch noch den spitzwinkligen Querschnitt beobachten, wie er für die *Verrucosus*-Gruppe charakteristisch ist[1]. Der linke I_2 ist bis an die Wurzel erhalten, der äußere Schmelzbelag ist 44 mm lang, die größte Breite an der Schneide beträgt 7.5 mm. Von I_1 links ist nur der vordere Teil erhalten, er ist an der Schneide fast 10 mm breit. Bei beiden Zähnen ist der Schmelz an der Schneide noch gut erhalten, also auch hier die Abkauung nicht weit gediehen.

Die Größe des Gebisses tritt noch deutlicher hervor, wenn man die Gesamtlänge M_1—M_3 berücksichtigt. Wenn man annimmt, daß die fehlenden M_1 und M_2 des Unterkiefers von derselben Größe sind wie M_1 und M_2 des Oberkiefers, so ist die Gesamtlänge an der Schmelzbasis gemessen $49 + 27 + 19 = 95$ mm, an der Krone gemessen $49 + 30 + 20 = 99$ mm. Diese Größe sowie die Form der Hauer und der Molaren spricht für *Sus Strozzii* MENEGH. Um sicher zu gehen, übersandte ich auch diese Zähne Herrn Prof. SCHLOSSER in München. Er war so liebenswürdig, dieselben zu untersuchen, wofür ich auch an dieser Stelle ihm meinen verbindlichsten Dank ausspreche. Seine Untersuchung bestätigte meine Vermutung. Es kommt also das im Arnotale häufige Fossil *Sus Strozzii* auch in Tegelen vor.

Die Anschauungen über das Alter der Tegelenstufe waren bis jetzt sehr geteilt. Die einen hielten sie für jungpliocän, andere für altdiluvial, speziell für echt interglazial. *Rhinoceros etruscus* kann die Frage nicht entscheiden, da es bis ins jüngste Tertiär zurückreicht und im älteren Diluvium häufig ist. Auch die anderen Wirbeltiere sind nicht maßgebend. Dagegen sind *Elephas meridionalis* und *Sus Strozzii* häufige Fossilien der jungpliocänen Arnostufe und kommen im Diluvium des Südens und Westens nicht mehr vor. An Stelle des *Elephas meridionalis* tritt nach POHLIG[2] und SOERGEL[3] *E. trogontherii*. Wenn

[1] H. S. STEHLIN, Über die Geschichte des Suidengebisses. Zürich 1899—1900. Taf. VII Fig. 1, 2, 3.

[2] H. POHLIG, Dentition und Kraniologie des *Elephas antiquus* FALC. Halle 1888. p. 225.

[3] W. SOERGEL, *Elephas trogontherii* und *E. antiquus*, ihre Stammesgeschichte und ihre Bedeutung für die Gliederung des deutschen Diluvium. Palaeontogr. 60. 1913. p. 109.

Dubois[1] die Tone von Tegelen dem forest-bed von Cromer gleichstellt und betont, daß in diesen *E. meridionalis* häufig sei, so handelt es sich nach Pohlig um *E. trogontherii*, oder, man kann mit Gunn[2] darauf hinweisen, daß *E. meridionalis* nicht in dem eigentlichen forest-bed, sondern in den darunter liegenden mergeligen Sanden und Kiesen vorkomme, die nach demselben Autor durch eine lange Zwischenzeit von dem forest-bed getrennt sind. In diesem letzteren findet sich nach Gunn nur *E. antiquus*, es ist also diluvial. Andere Autoren sind der Meinung, *E. meridionalis* sei in das forest-bed eingeschwemmt. In Thüringen scheint allerdings bei Wendelstein der typische *E. meridionalis* im alten Diluvium vorzukommen[3], während er in den westlicher gelegenen Mosbacher Sanden fehlt.

Auch Reid[4] verlangen, gestützt auf die Flora, unbedingt ein jungtertiäres Alter, weil mehrere fremdartige, besonders ostasiatische Formen auftreten, die in dem jüngeren forest-bed verschwunden sind. Eine besondere Stütze erhält diese Auffassung durch die späteren Feststellungen Reid's[5], daß in den mehr südlich gelegenen Tonen von Renver und Swalmen noch mehr fremdartige Floratypen sich finden. Man hat also eine kontinuierliche Entwicklungsreihe der Flora: Am ältesten ist die von Renver-Swalmen, dann kommt die von Tegelen, dann die der forest-bed von Cromer. Für eine Eiszeit ist in dieser Entwicklungsreihe kein Platz. Reid halten die Flora von Renver etwa für mittelpliocän.

Auch Conchylienfunde von Tegelen werden als Beweis für das diluviale Alter der Tone betrachtet. Dubois[6] erwähnt nur Genera von Süßwasser- und Landconchylien. Später aber fand Krause[7] in den untersten Schichten der großen Grube von Canoy & Co. Deckel der *Bithynia tentaculata*, und Krause[8]

---

[1] E. Dubois, Over een equivalent van het Cromer Forest-Bed in Nederland. Verslagen der Wis-en Natuurk. Afd. Akad. v. Wetensch. Amsterdam. Deel XIII. 1904. p. 243 ff.

[2] Quarterly Journal of the Geol. Soc. London 1870. 26. p. 552.

[3] E. Wüst, Das Pliocän und das älteste Pleistocän Thüringens. Abh. d. naturf. Ges. zu Halle. 23. Stuttgart 1901. p. 17 ff.

[4] Clem. and El. Reid, The Fossil Flora of Tegelen-sur-Meuse, near Venloo. Verh. d. Kon. Ak. v. Wetensch. 2. sect. Deel XIII. Amsterdam 1907

[5] Clem. and El. Reid, The Pliocene Floras of the Dutch-Prussian Border. Haag 1915.

[6] E. Dubois, L'âge de l'argile de Tégelen ... Archives du Musée Teyler. Ser. II. 9. 1905. p. 605 ff.

[7] P. G. Krause, Über einen fossilführenden Horizont im Hauptterrassendiluvium des Niederrheins. Jahrb. d. preuß. geol. L.-A. 1909. 30 2. Teil. p. 107. Anm.

[8] P. G. Krause, *Paludina diluviana* Kunth aus dem älteren Interglazial des Niederrheins. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Monatsberichte 1914. p. 93 ff.

und MENZEL bestimmten aus derselben Schicht *Paludina diluviana*, „ein Leitfossil des älteren Interglazials im ostelbischen Diluvium“ (p. 94), und endlich MENZEL eine *Helix tonnensis* SANDB., „welche sonst nur im II. Interglazial vorkommt“ (p. 95 Anm. 4). Wenn diese letztere nun auch in Tegelen gefunden wird, so folgt daraus nach KRAUSE, daß sie von SW her eingewandert ist (a. a. O.). Könnte man aber nicht mit demselben Rechte bei *Paludina diluviana*, die bislang nur im I. Interglazial gefunden wurde, sagen, sie sei vom SW her eingewandert? Dann könnte sie in Tegelen schon im jüngsten Pliocän gelebt haben und sie ist kein Beweis mehr für diluviales Alter der Tone.

Aus alledem ergibt sich und die neuen Funde bestätigen es: Die Anschauung vom jungpliocänen Alter der Tegelenstufe ist gut begründet. Wenn man allerdings, wie HAUG es tut, Schichten mit *Elephas meridionalis* und selbst mit *Mastodon arvernensis* noch dem Diluvium zuteilt, dann ist die Tegelenstufe auch diluvial. Das ist aber nur ein Streit um Namen ohne wissenschaftliche Bedeutung.

Besprechungen.

C. W. Schmidt: Geologisch-mineralogisches Wörterbuch. Teubners kleine Fachwörterbücher. Bd. 6. Kl.-8°. 198 p. Mit 211 Abbild. Verlag von B. G. Teubner. Leipzig 1921.

L. Hunke: Anorganische Chemie mit Anhang: Mineralogie. (Die Auskunft. 8—9.) Kl.-8°. 139 p. Heidelberg. Verlag von Willy Ehrig.

Beide Bücher sollen über Namen und Fachausdrücke kurze Auskunft geben, das erste auf dem Gebiete der Mineralogie und Geologie, das zweite auf dem der anorganischen Chemie und Mineralogie. Die Angaben sind, soweit Ref. sich überzeugen konnte, zuverlässig und dem Zweck entsprechend. In dem ersten sind auch kurze Biographien bedeutender Geologen und Mineralogen aufgenommen; neben solchen von jüngeren Fachvertretern dürften Namen wie GROTH und LIEBISCH nicht fehlen; besser hätte man die von Lebenden überhaupt nicht gebracht. **R. Brauns.**

H. Le Chatelier: Kieselsäure und Silikate. Berechtigte Übersetzung von Dr. H. Finkelstein. 8^0. 458 p. Mit 65 Fig. und Abbildungen im Text. Leipzig 1920. Akadem. Verlagsgesellschaft m. b. H. Preis 50 Mk.

Die vorliegende Übersetzung des im Jahre 1913 in französischer Sprache erschienenen Werkes wurde im Winter 1913/14 niedergeschrieben, die für 1914 geplante Herausgabe durch den Ausbruch des Krieges verhindert.

Der Inhalt des Werkes ist sehr mannigfaltig; Kieselsäure in allen ihren Arten und die wichtigsten Silikate werden nach ihren Eigenschaften und ihrer technischen Verwendung behandelt. Von diesen Produkten selbst, den verschiedenen Gläsern, keramischen Erzeugnissen und feuerfesten Steinen werden die je in Betracht kommenden Eigenschaften ausführlich mitgeteilt, so daß man hier alles übersichtlich beisammen findet, was man sonst in der zerstreuten Literatur zusammensuchen muß.

Einige Angaben, an denen man Anstoß nimmt, mögen auf die Übersetzung zurückzuführen sein, so, wenn bei Tridymit von allotroper statt von enantiotroper Umwandlung die Rede ist. Andere Versehen stammen aus der Urschrift; so kann man doch nicht sagen, daß Tridymit wesentlicher Bestandteil aller Laven sei (p. 177); daß man Tridymit als Erstarrungsprodukt in den Laven neben Leucit und Nephelin finde, während Quarz und Feldspat in vulkanischen Gesteinen nicht anzutreffen seien (p. 301, 409). Das, was durch Untersuchungen von „trockenen“ Schmelzflüssen festgestellt ist, wird hier mißverständlicherweise auf die Mineralbildung aus natürlichen Magmen übertragen. Die Literatur aus der Zeit vor 1914 hätte ausführlicher berücksichtigt werden können.

Die Ergebnisse späterer Untersuchungen des Verf.'s über Cristobalit und Dinassteine werden als Nachtrag in Übersetzung mitgeteilt; hierüber wolle man die Referate im Neuen Jahrb. f. Min. etc. nachsehen. **R. Brauns.**

W. H. Emmons: The enrichment of ore deposits. U. S. Geol. Surv. Bull. **625**. 1917. 530 p. 7 Taf. 29 Fig.

Das grundlegende Werk über alle oberflächlichen Änderungen und Umbildungen, welche in Erzlagerstätten eintreten. Es ist die sehr stark vermehrte und völlig umgearbeitete Neuauflage des Werkes desselben Verf.'s über „The enrichment of sulphide ores“, welches 1913 als Bull. **529** erschienen war. Der Titel ist eigentlich zu eng gefaßt, indem außer der den breitesten Raum einnehmenden und wirtschaftlich wichtigsten eigentlichen Anreicherung durch zementative Bildung reicher Sulfide und Sulfosalze auch vollständig die Oxydationszone und sehr ausführlich die unterirdische Wasserzirkulation behandelt wird. Da das Werk eine wohl ziemlich

vollständige Sammlung der Beobachtungstatsachen enthält, teils in zusammenfassenden Kapiteln, teils unter der Überschrift der einzelnen Metalle an Hand zahlreicher ausführlicher Lagerstättenbeschreibungen, kann unmöglich in einem Referat auch nur annähernd dio Fülle des Stoffes angedeutet werden. Die einzelnen Kapitel behandeln folgendes: Nach der kurzen historischen Einleitung und der knappen Formulierung der Hauptprobleme folgt ein Literaturverzeichnis mit über 300 Nummern, das aber nur die speziell mit dem Gegenstand sich befassenden, meist amerikanischen Arbeiten enthält, während im Text selbst noch zahlreiche weitere Arbeiten zitiert sind, in denen auch noch gelegentliche Hinweise auf die Probleme enthalten sind. Dann folgt die Besprechnng der physikalischen Faktoren, welche eine Oberflächenumbildung von Erzlagerstätten bedingen (p. 33—44). [Ref. möchte das vom Verf. hierfür stets gebrauchte Wort „enrichment“ übersetzen mit dem sachlicheren und allgemeineren Ausdruck „Oberflächenumbildung“, welche sich dann wieder gliedert in die „Zementation“ oder „zementative Anreicherung“ und die „Oxydation“.] Als Faktoren kommen in Betracht: Klima, und zwar Temperatur und Regenhöhe; ob humid, arid oder nival; Höhenlage, Relief der Gegend, Durchlässigkeit der Nebengesteine, Intensität der Erosion, Alter der Lagerstätte, physiographisch-morphogenetische Geschichte der Gegend (besonders Einfluß einer früheren Vergletscherung), endlich Struktur und Bau der Lagerstätte. Als nächstes Kapitel wird die Zirkulation des Grundwassers behandelt (p. 44—50), und die Verwitterung der Silikat- und Carbonatgesteine (p. 50—53). Die Zonengliederung der Sulfidlagerstätten in die einzelnen Zonen: Oxydations-, Zementations- und primäre Zone (p. 53—70) gibt sodann Gelegenheit, die geologischen, mineralogischen und strukturellen Erscheinungsformen und Unterschiede der einzelnen Zonen zu schildern und ihre jeweiligen Beziehungen zum Grundwasserniveau abzuleiten. Ein besonderer Abschnitt wird der Textur und Struktur der sekundären Erzzonen gewidmet (p. 71—79), und dabei die pseudomorphen und Verdrängungsstrukturen besonders berücksichtigt. Eine kurze Zusammenfassung bringt dann die Kriterien zur Erkennung sekundärer Erze (p. 80—83), die teils solche geologischer, teils mineralogischer Art sind. Mit Recht wird darauf hingewiesen, daß es nur ganz wenige sulfidische Erze gibt, die ausschließlich primär oder ausschließlich sekundär sind, daß die weitaus meisten sowohl primärer als auch sekundär-zementativer Entstehung sein können. [Der Begriff der „Leiterze“, den Krusch betont wissen will, ist in der Zementationszone sehr cum grano salis zu betrachten und viel mehr Wert ist auf die Verknüpfung solcher „Leiterze“ mit „Leitstrukturen“ zu legen. Ref.] — Unter-

der gemeinsamen Überschrift „Chemismus der Oberflächenumbildung“ werden dann auf p. 83—504 die Vorgänge der Oxydation und Zementation, die ihnen unterliegenden sulfidischen Ausgangsprodukte und die Endprodukte sowie die dabei eine Rolle spielenden chemischen Reaktionen sehr ausführlich behandelt. Ein erster allgemeiner Teil umfaßt folgendes: Allgemeine chemische Zusammensetzung von Grundwässern (p. 83—86); Zusammensetzung der Grubenwässer in sulfidischen Kupfer- und Edelmetall-Minen (p. 86—100); Zusammensetzung der Grubenwässer im Joplin-Distrikt (Blei- und Zinkerze, p. 102—104); Zusammensetzung der Grubenwässer in den Lake-Superior-Eisen-Minen (p. 104—106); Experimente über Lösung und Wiederausfällung der Metalle und Metallsulfide (p. 106—128); Spezielles Verhalten einzelner Sulfide bei der Oxydation, Lösung und Wiederausfällung (p. 128—152) und endlich die Zusammensetzung des primären Erzes als bestimmender Faktor für die Tiefenerstreckung der sekundären sulfidischen Zone. In dem darauf folgenden speziellen Teil werden die Lagerstätten der einzelnen Metalle in bezug auf ihr Verhalten bei der Oberflächenumwandlung zunächst allgemein besprochen, und dann gut erforschte Einzellagerstätten in reicher Auswahl (meist aus Nord- oder Südamerika) sehr ausführlich behandelt. Cu, Ag, Au, Pb, Zn, Cd, Hg, Sn, As, Sb, Bi, Vd, Cr, Mo, Wo, Ur, Mn, Fe, Ni, Co, Ti, Al sind die Metalle, deren Lagerstätten so besprochen werden. Zum Schluß folgt dann noch eine Besprechung der Gangarten und ihres Verhaltens bei der Oberflächenumbildung. Ein ausführliches Namens-, Orts- und Sachregister beschließt das Werk.

Es muß anerkannt werden, daß in der planmäßigen und großzügigen Erforschung dieser für Praxis und Wissenschaft gleich wichtigen Verhältnisse der Oberflächenumwandlung der sulfidischen Erzlagerstätten die Amerikaner Großes geleistet haben. Es verdient besonders hervorgehoben zu werden, daß dies nur möglich war durch die einheitliche und neidlose Organisation der „Secondary enrichment Investigation“, die sich zusammensetzte aus Mitgliedern der Geol. Survey mit ihrer großen Kenntnis der geologischen Verhältnisse der Erzlagerstätten, aus Forschern des Carnegie-Instituts in Washington, welche die physikalisch-chemische Seite des Problems und die Experimente und Synthesen übernahmen, und endlich aus vielen einzelnen Universitätsmineralogen, welche auf dem einen oder andern Gebiet, wie Mikroskopie der Erze etc. Spezialisten sind.

H. Schneiderhöhn.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Die natürlichen Eisenoxydhydrate.

Von Karl Willmann aus Freiburg i. B.

In der Reihe der natürlichen Eisenoxydhydrate herrscht eine große Verwirrung, die in erster Linie dadurch hervorgerufen wurde, daß kristalloide und kolloidale Körper nicht auseinandergehalten worden sind. Man bezeichnet im allgemeinen die Eisenhydroxyde, ganz ohne Rücksicht auf ihren molekularen Zustand, nur von den Ergebnissen der Analyse ausgehend, mit bestimmten Namen, von denen jeder sowohl auf die kristallinische, wie auf die amorphe Modifikation angewendet wird. Dazu kommt noch, wie dies bei wenig charakteristisch ausgebildeten Mineralien sehr häufig der Fall ist, daß eine und dieselbe Substanz eine große Anzahl von Namen erhielt, je nach dem äußeren Aussehen. Die genauen optischen Untersuchungen der Eisenhydroxyde, vor allem jene von Pelikan [1] und Lacroix [2], zeigen zur Genüge, daß auch unter den kristalloiden Bildungen dieser Art mehrere optisch verschiedene Formen vorhanden sind, ja daß selbst eine und dieselbe chemische Substanz in verschiedenen kristallinen Formen auftreten kann, daß es sich also in einigen Fällen zweifellos um dimorphe Ausbildung handelt. Da nun auch noch die Namen der einen kristalloiden Ausbildungsform hin und wieder auf die gleich zusammengesetzte andere übertragen und gleichzeitig für Kolloide von ähnlicher Zusammensetzung gebraucht wurden, so ist die Nomenklatur dieser Mineralien sehr schwierig geworden.

An erster Stelle seien hier die Gele besprochen. Es sind dies dichte, teils kompakte, teils mehr lockere Massen von charakteristischer Braunfärbung, die auch bei sehr starker Vergrößerung meist keine Spur von Doppelbrechung zeigen. Das sind Hydroxyde von sehr wechselndem Wassergehalt; die Analysen ergeben alle Abstufungen zwischen etwa 5—25 %. Es gibt unter diesen Kolloiden naturgemäß auch solche, die in ihrer chemischen Zu-

[1] Pelikan, Tscherm. Mitt. XIV. 1. 1895.

[2] Lacroix, Les minéraux de France. 1901. 3. 361. — Außerdem hatte Prof. Brauns mich nach Abschluß der Arbeit noch auf einige neuere Arbeiten hingewiesen, aber leider war es mir nicht mehr möglich, in diese Einsicht zu nehmen; es sind dies: Posnjak u. Merwin, Die hydrat. Ferrioxyde. Am. Journ. Sci. (4) 47. 311. 1919. — Ref. Chem. Centralbl. 91. 1920. 34. — Referat für das N. Jahrb. liegt als Manuskript bereits vor.

sammensetzung annähernd mit einer der verschieden kristalloiden Formen übereinstimmen, und man hat nun sehr häufig einfach den Namen der kristalloiden Modifikation auf das entsprechend zusammengesetzte Gel übertragen. So bezeichnete v. KOBELL[1] ohne weiteres die Gele mit niedrigem Wassergehalt als Goethit, d. h. mit einem Namen, welcher bis dahin ein kristalloides Eisenhydroxyd der Formel $Fe_2O_3 . 1 H_2O$ bezeichnet hatte. Späterhin nannte CORNU[2] diese Eisenhydroxydgele, die in ihrer Zusammensetzung dem Goethit nahestehen, d. h. wasserärmer sind als die viel gewöhnlicheren Brauneisen, Ehrenwerthit (nach v. E. in Leoben). Betrachtet man die chemischen Verhältnisse der wasserhaltigen Kolloide etwas genauer, so sieht man, daß ihr Wassergehalt stets eine wechselnde Rolle spielt, wie dies beim Opal in gleicher Weise hervortritt. Es scheint daher gerechtfertigt, bei der Namengebung dieser Gele von dem Wassergehalt ganz abzusehen, und wie man als Opal die amorphe Kieselsäure mit sehr verschiedenem Wassergehalt zusammenfaßt, so auch mit dem Namen Brauneisen alle Eisenhydroxydgele mit beliebigem Wassergehalt zu bezeichnen.

Im Gegensatz zu den Gelen stehen die kristalloiden Verbindungen in festem Verhältnis. Unter den zahlreichen möglichen Eisenhydroxyden treten nur einige wenige in der Natur in kristalloider Form auf, vor allem die Verbindungen $Fe_2O_3 . 1 H_2O$ und $2 Fe_2O_3 . 3 H_2O$. Noch einige andere sind in der Literatur zwar angegeben, aber unsicher, wie z. B. der Hydrohämatit[3] $2 Fe_2O_3 . 2 H_2O$, der Gelbeisenstein oder Xanthosiderit[4], für den die Formel $Fe_2O_3 . 2 H_2O$ angenommen wird, und der Hydrogoethit[5] mit der aufgestellten Zusammensetzung $3 Fe_2O_3 . 4 H_2O$. Von diesen ist das erste zweifellos ein Gemenge von Eisenhydroxyden mit Hämatit, der Gelbeisenstein dürfte nach seinen optischen Verhältnissen nicht die für ihn angegebene Formel haben, sondern die Zusammensetzung $2 Fe_2O_3 . 3 H_2O$ aufweisen, und der Hydrogoethit ist ein seltenes Vorkommen, dessen Selbständigkeit zurzeit von mir nicht nachgeprüft werden konnte.

Von den beiden sicher chemisch unterscheidbaren kristalloiden Eisenhydroxyden tritt nun das oben an erster Stelle erwähnte $Fe_2O_3 . 1 H_2O$ zweifellos in zwei physikalisch verschiedenen Modifikationen auf, die beide in aufgewachsenen Kristallen von sehr verschiedenem Aussehen, sowie in derben Aggregaten bekannt sind; das andere Eisenhydroxyd $2 Fe_2O_3 . 3 H_2O$ kennt man ausschließlich in feinkristallinischen Aggregaten; ausgebildete Kristalle sind von

[1] KOBELL, Journ. f. prakt. Chemie. 1834. 1. 181.

[2] Zeitschr. f. prakt. Geol. 1909. 82.

[3] Zeitschr. ges. Naturw. 1854. 116. — Ferner: M. BAYER, Württemb. naturw. Jahreshefte. 34. 1877.

[4] HAUSMANN (Min. 1813. 277. 283) u. E. SCHMID (Pogg. Ann. 1851. 84. 498).

[5] Trav. Soc. Nat. St. Pétersb. 1889. 20. 206 u. GROTH's Zeitschr. 20 185.

ihm überhaupt nicht bekannt. Zahlreiche Vorkommnisse von sog. Brauneisen erscheinen u. d. M. zusammengesetzt aus faserig-strahligen Aggregaten, die in ganz besonders deutlich kristalliner Entwicklung in dem schon makroskopisch deutlich faserigen braunen Glaskopf hervortreten.

Das Eisenhydroxyd $Fe_2O_3 . 1 H_2O$ wird in der Literatur schlechtweg als Goethit bezeichnet, ganz ohne Rücksicht auf die oben erwähnte Dimorphie dieser Substanz. Betrachtet man hier die Verhältnisse etwas genauer, so sieht man einesteils lebhaft rubinrot schimmernde dünne durchsichtige Täfelchen, die auf derbem Brauneisenerz aufgewachsen sind, wie sie besonders schön im eisernen Hut von Siegener Lagerstätten und der Grube Eleonore am Dünsberg bei Gießen vorkommen. Diese erhielten zuerst den Namen Rubinglimmer, während sie später von Lenz, Goethe zu Ehren, als Goethit bezeichnet wurden. Andererseits wieder trifft man dünnadelige Kristalle und radialfaserige, nierenförmige, gelbbraune Aggregate mit samtartiger Oberfläche und seidigem Bruch, die gelegentlich auch in feinnadelige Kristalle ausgehen; sie wurden unter dem Namen Nadeleisenerz oder Samtblende zuerst durch Breithaupt aus dem Přibramer Erzdistrikt bekannt.

Vergleicht man die beiden Arten von Kristallen, so beobachtet man in deren äußerer Erscheinung sehr wenig, was eine Zusammengehörigkeit derselben wahrscheinlich machen würde. In der von G. Rose gewählten Aufstellung wird die Tafelfläche der Rubinglimmertäfelchen als (010) angenommen[1]. Die Tafeln sind meist etwas verlängert und die Tafelfläche ist häufig //a gestreift, so daß der Querschnitt der Kristalle lanzettlich wird; sie sind meist so außerordentlich dünntafelig, daß ihre Randkanten keine irgend befriedigenden Messungen gestatten; doch gibt Rose an, daß die von ihm als (011) angenommenen Endflächen des Rubinglimmers fast genau denselben Winkel aufweisen wie die entsprechenden am Nadeleisenerz, dessen Nadeln zwar manchmal auch etwas tafelig nach (010) sein können[2], sich aber gewöhnlich durch sehr gut entwickelte Endflächen auszeichnen. Sonst im übrigen liegen wenig für die Identifizierung brauchbare Beobachtungen vor.

Eine gewisse Ähnlichkeit besteht vielleicht noch in der Spaltbarkeit, indem bei beiden Mineralien die Form (010) in obiger Aufstellung eine Hauptspaltbarkeit ist, doch ist diese viel vollkommener bei Rubinglimmer als beim Nadeleisenerz. Auch nach (100) ist bei beiden eine leichtere Teilbarkeit vorhanden, die beim Nadeleisenerz als wenig vollkommene gewöhnliche Spaltbarkeit erscheint, während sie beim Rubinglimmer als typischer Faserbruch

[1] s. die Abbildung von Rubinglimmer (Goethit) in Bauer's Lehrbuch der Mineralogie. 1904. p. 562.

[2] s. die Abbildung von Nadeleisenerz in Tschermak's Lehrbuch der Mineralogie. 8. Aufl. p. 508.

ausgebildet ist, welcher die Biegsamkeit seiner Schuppen bedingt, die in hohem Widerspruch steht zu der äußeren Sprödigkeit der Nadeln des Nadeleisenerzes.

Die Farbe beider Mineralien ist sehr verschieden; typisch rubinrot ins Schwärzliche gehend beim Rubinglimmer und ausgesprochen braun bis lederbraun beim Nadeleisenerz. Wo die beiden Mineralien in kristallinen Aggregaten auftreten, erscheint immer ein mehr rötlicher Ton bei den schuppigen und ein von Rot völlig freier bei den faserigen Ausbildungsformen.

Der größte und deutlichste Unterschied aber ergibt sich bei der Bestimmung der optischen Verhältnisse, während eine Bestimmung des spezifischen Gewichtes bei der äußerst feinschuppigen Beschaffenheit des Rubinglimmers zu keinen verwertbaren Resultaten führte. Beim Rubinglimmer geben Spaltblättchen nach (010) den senkrechten Austritt einer negativen Bisektrix eines sehr großen Achsenwinkels, der nicht sicher als spitzer Achsenwinkel anzusehen ist. A.E. ist (100). Eine Dispersion der Achsen ist nicht festzustellen. Pleochroismus und Absorptionsunterschiede sind deutlich. Nach den Bestimmungen von Lacroix ist $\mathfrak{a}$ gelbbraun, $\mathfrak{b}$ orangegelb und $\mathfrak{c}$ hellgelb, womit meine Bestimmungen an Pulverpräparaten und Schliffen von schönem Material aus der Grube Eleonore und von Nadabula in Ungarn aber nicht übereinstimmen. Ich fand in allen Fällen $\mathfrak{a}$ fast gleich $\mathfrak{b}$ gelborange ins Rötliche und $\mathfrak{c}$ etwas dunkler und mehr ins Bräunliche gehend. In den Schliffen tritt daher die stärkere Absorption // zu der positiven Hauptzone der leistenförmigen Durchschnitte deutlich hervor.

Lacroix nimmt ferner an, daß dieses schuppige Mineral, das er Lepidokrokit nennt, wasserreicher sei als das nadelige, das bei ihm den Namen Goethit führt. Daß dafür tatsächlich kein Grund vorliegt, beweisen schon die bisher bekannten Analysen der beiden Mineralien; um aber ganz sicher zu gehen, wurden noch zwei weitere Analysen von Rubinglimmer aus der Grube Eleonore im chem. Laboratorium der Universität München ausgeführt; die folgenden Resultate ergaben:

Fe_2O_3	89,90 %	88,11 %
H_2O	10,77 „	11,97 „
Sa. . . .	100,67 %	100,08 %

Die Ergebnisse stimmen mit allen bisherigen Analysen sowohl von Rubinglimmer als von Nadeleisenerz vollkommen überein, so daß kein Grund zu obigen Annahmen von Lacroix vorhanden ist.

Die optischen Eigenschaften des Nadeleisenerzes sind von denen des Rubinglimmers vollständig verschieden; auch sein Pleochroismus ist ziemlich schwach in der Richtung der kristallographischen Achse c, welche der Hauptachse der Kristalle ent-

spricht; die Färbung ist gelborange und deutlich heller als in den dazu senkrechten Richtungen, die etwas gleich und nur etwas bräunlicher gefärbt erscheinen; die stärkste Absorption liegt also im Gegensatz zum Rubinglimmer hier ⊥ zur Hauptzone.

In bezug auf die Untersuchungen im konvergenten Licht stimmen meine Resultate wenig mit den bisherigen Angaben von PELIKAN und LACROIX überein. Während PELIKAN beim Nadeleisenerz gekreuzte Achsenebenen für Rot und Blau konstatierte mit $2\,E\,r = 58^0\,31''$ A.E. (100) und $2\,E\,g = 67^0\,42'$ resp. $36^0\,46'$ A.E. (001), fand ich in einer großen Reihe von Präparaten von Vorkommnissen stets gleichmäßig $2\,E\,r$ annähernd 0^0 und konnte in keinem Fall eine davon abweichende Beobachtung machen. Die Achsenebene der übrigen Farben ist (001) mit etwa 60^0 für $2\,E\,gr$ und etwa 70—75^0 für $2\,E\,bl$. Daß der A.W. für Rot beim Nadeleisenerz annähernd $= 0$ ist, beweist übrigens schon die Beobachtung im parallelen polarisierten Licht, in welchem alle auf der vollkommenen Spaltbarkeit liegenden Spaltstückchen lebhaft grüne Interferenzfarben aufweisen, da eben in dieser Fläche die optische Achse für Rot senkrecht austritt und daher für diese Farbe keine Doppelbrechung vorhanden ist; es tritt daher in den Durchschnitten stets die zu Rot komplementäre Farbe auf. Als Material für diese Untersuchungen lagen Pulverpräparate von guter Beschaffenheit von folgenden Fundorten vor: Clifton in Gloucestershire, Lostwithiel in Cornwall, Wolfsinsel in Onegasee, Jackson mine, Negaunee, Michigan, U. S. A.

Ganz damit übereinstimmend war der Befund bei den von H. LAUBMANN untersuchten Pseudomorphosen nach Kalkspat von Pullenreuth im Fichtelgebirge.

Es handelt sich also um eine ganz zweifellose Dimorphie der Substanz $Fe_2O_3 \,.\, 1\,H_2O$, und man muß daher die beiden Modifikationen auch gesondert benennen. Die von LACROIX vorgeschlagene Bezeichnung von Lepidokrokit für den Rubinglimmer und von Goethit für das Nadeleisenerz ist historisch völlig unhaltbar, da eben der Name Goethit nicht dem Nadeleisenerz, sondern dem Rubinglimmer gegeben wurde, und der Name Lepidokrokit ursprünglich dichte Aggregate bezeichnet, die fast immer Gemenge sind. Die schuppige Ausbildung ist dagegen als Rubinglimmer oder Goethit zu bezeichnen, während für die nadelige nur die Namen Nadeleisenerz und Samtblende historisch begründet werden können.

Daß auch die Verbindung $2\,Fe_2O_3 \,.\, 3\,H_2O$ in kristallinischer Form vorkommt, erkannte zuerst PELIKAN, der die optischen Eigenschaften eines braunen Glaskopfes von Ouro Preto in Brasilien studierte und sie als abweichend von den Eigenschaften der beiden Modifikationen des Eisenoxydhydrates erkannte. Er bezeichnete diese Form mit dem Namen Limonit, der früher von HAUSMANN

dem Raseneisenerz gegeben worden war. Lacroix bestätigte die Beobachtungen von Pelikan, welche auch bei den von mir untersuchten Proben in übereinstimmender Weise gemacht wurden.

Wie schon eingangs erwähnt, kennt man den Limonit nirgends in ausgebildeten Kristallen, sondern nur in den feinkristallinen radialstrahligen Fasern, welche die dunklen nierenförmigen bis stalaktitisch aussehenden dunkelbraunen Massen bilden, die man gewöhnlich als braunen Glaskopf bezeichnet.

Im Gegensatz zu dem Rubinglimmer und dem Nadeleisenerz ist der Limonit nur nach einer Richtung parallel zur Hauptzone der Fasern spaltbar. Gerade Auslöschung der Fasern in allen Schnitten weist auf das rhombische Kristallsystem hin. Der Pleochroismus ist deutlich mit etwas stärkerer Absorption senkrecht zur positiven Hauptzone; parallel zu dieser werden die Fasern mit hellgelber Farbe durchsichtig: $\mathfrak{b}$ gelbbraun und $\mathfrak{a}$ orangegelb. Die Achsenebene liegt somit der Hauptzone parallel; der spitze Achsenwinkel ist ziemlich groß und negativ mit starker Dispersion $\varrho > v$, aber lange nicht so stark wie beim Nadeleisenerz. Die Doppelbrechung ferner scheint geringer zu sein als diejenige von Rubinglimmer und Nadeleisenerz; sie kommt derjenigen des Muscovits ungefähr gleich.

Es ist somit nach all dem kein Zweifel, daß das Eisenhydrat $2\,Fe_2O_3 \,.\, 3\,H_2O$, welches einen vorwiegenden Bestandteil der meisten Vorkommnisse von braunem Glaskopf bildet, ein durchaus selbständiges, optisch völlig eindeutig charakterisiertes kristalloides Mineral ist, das man dem amorphen Brauneisen gegenüber nach dem Vorgang von Pelikan am besten als Limonit bezeichnet, und Klockmann[1] ist daher im Unrecht, wenn er die faserigen Formen des braunen Glaskopfes in allen Fällen zum Nadeleisenerz verweist, das wohl unter Umständen ähnlich aussehende Massen bilden kann, optisch aber stets leicht zu unterscheiden ist.

Was endlich den von Lacroix für den Rubinglimmer aufgestellten Namen Lepidokrokit betrifft, so werden mit diesem Namen gewöhnlich schalige Gemenge bezeichnet, die aus Lagen von mehr schuppigem, rötlichem Rubinglimmer und aus mehr braunen, faserigen Bildungen bestehen, die bald zum Nadeleisenerz, bald zum Brauneisenerz gehören.

Vorliegende Abhandlung wurde unter Anleitung meines hochverehrten, nur allzu früh dahingeschiedenen Lehrers Prof. Weinschenk angefertigt und kurz vor seinem Heimgang vollendet; sie sei seinem Gedächtnis gewidmet.

München, Petrogr. Seminar der Universität, im April 1921.

[1] Klockmann, Lehrb. d. Min. 1912. Stuttgart. 5. u. 6. Aufl.

Beitrag zur Kenntnis der Bewegungsvorgänge in hochviskosen geologischen Flüssigkeiten.

Von **H. Philipp.**

Mit 3 Textfiguren.

In meinen Arbeiten über Gletscherbewegung und Gletschertextur[1] habe ich, z. T. in Übereinstimmung mit den Ergebnissen anderer Forscher, den Nachweis erbracht, daß sich, im Gegensatz zu den bisher angenommenen Auffassungen, die Bewegung der Gletscher im wesentlichen durch ein Übereinandergleiten von Teilflächen an einer größeren Anzahl von Abscherungsflächen, also als eine „Laminarbewegung" vollzieht. Der Verlauf der Scherflächen ist, entsprechend den Flächen größter Reibung, bei Talgletschern trogförmig, bei Gletschern mit flachem Untergrund (Plateaueis, Flankeneis, Inlandeis) ebenflächig. Ihre Abstände untereinander zeigen eine gewisse Konstanz; aus der Verkittung der Scherflächen durch Regelation entsteht die Blättertextur des Gletschereises, die „Blaublätter".

Derartige abscherende Bewegungen bei strömenden geologischen Flüssigkeiten müssen an einen bestimmten Viskositätsgrad gebunden sein, wobei einerseits die Neigung des Geländes und die Reibung an der Unterlage, andererseits die Struktur der bewegten Masse (homogen oder inhomogen, kristallisiert oder amorph, Größe der einzelnen Komponenten) von Einfluß sein wird.

Vom Standpunkt des Geologen ist die Frage deshalb von Interesse, weil wir außer dem Eise noch eine Reihe anderer hochviskoser geologischer Flüssigkeiten kennen, über deren innere Bewegungsvorgänge bisher wenig bekannt ist. Und zwar sind dies in erster Linie erstarrende Laven, außerdem aber bewegte Schlammmassen (Schlammströme, Muren, Frauen).

Zunächst sei an die Untersuchung von Albert Heim[2] erinnert, der an Strömen von abgetötetem Gips das Auftreten von Verschiebungsflächen beobachtet hatte, die annähernd dem Stromrand parallel verliefen. Es fragt sich nun, ob nicht auch an natürlichen Schlammströmen, die ja mit den Heim'schen Gipsströmen am ehesten zu vergleichen sind, Ähnliches wahrgenommen werden kann. Aus der Literatur ist mir bisher derartiges nicht bekannt geworden. Dagegen konnte ich vor einiger Zeit eine Beobachtung

[1] Untersuchungen über Gletscherstruktur und Gletscherbewegung. Geol. Rundschau. Bd. V. 1914. p. 235—239, und Geol. Untersuchungen über den Mechanismus der Gletscherbewegung und die Entstehung der Gletscherstruktur. N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. 43. 1920. p. 439—566.

[2] Über Gletscher. Ann. d. Physik u. Chemie. Erg.-Bd. 5. 1871. p. 30—63; vgl. auch Philipp, a. a. O. N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. 43. p. 461.

machen, die mir den Vorgängen bei dem HEIM'schen Versuch zu entsprechen scheint. Sie betrifft einen der kleinen Schlammströme von Kreide, wie sie an dem Steilufer von Rügen zwischen Saßnitz und Stubbenkammer, namentlich in der nassen Jahreszeit gar nicht selten sind. Einer dieser, bei meinem Besuch im Januar 1914 oberflächlich bereits ziemlich verfestigten Ströme, war in einer Breite von etwa ¾ m in einer Furche am Hange sehr steil herabgeflossen und hatte sich unten am Strande zu einem etwa 4 m breiten flachen Kuchen ausgebreitet. An der Stelle stärkster Neigung am Hange, auf einer Länge von etwa 2 m, zeigte nun dieser kleine Strom eine mit den Seitenrändern parallel verlaufende feine Abscherungsklüftung in Abständen, die ich nach einer nicht sehr scharfen Photographie nachträglich auf etwa 2—3 cm schätze. Den Verhältnissen bei Talgletschern entsprechend traten diese Abscherungsrisse nur randlich auf, die Mitte war frei davon. Eine nähere Untersuchung, namentlich im Querschnitt, mußte damals leider unterbleiben. Vielleicht gelingt es, an anderen Schlammströmen oder Muren ähnliche Beobachtungen zu machen. Die Wahrscheinlichkeit wird dann gegeben sein, wenn die Verfestigung eintritt, noch während der Strom in Bewegung ist.

Von größerer geologischer Bedeutung als die Bewegung in Schlammströmen ist das Studium der Bewegungsvorgänge in Laven, da sie geeignet scheinen, über bestimmte texturelle Verhältnisse Auskunft zu geben. Die folgenden Mitteilungen beziehen sich auf den großen Obsidianstrom der Rocche rosse auf Lipari, den ich im Jahre 1904 gelegentlich einer Studienreise besuchte. Die Großartigkeit und den unvergleichlichen Farbenzauber dieses Glasstromes, dessen rotbraune Oberflächenfarbe in wunderbarem Kontrast zu den blendenden Bimssteinwänden seines Kraters, der tiefblauen Farbe des Meeres und dem Blau des Himmels steht, hat BERGEAT[1] treffend geschildert. Steigt man an der Ostseite des Stromes, vom Monte Pelato kommend, zum Capo Castagno herab, so trifft man auf den auf Fig. 1 dargestellten, etwa 2—3 m hohen Aufschluß, den BERGEAT ebenfalls in einer etwas schematisierten Bleistiftskizze (a. a. O. p. 114) wiedergegeben hat. Zunächst fallen dem Beschauer die prachtvollen Stauchungen auf, die ein Bild wilder Faltung vortäuschen. Eine zweite Erscheinung, auf die ich hier die Hauptaufmerksamkeit richten möchte, ist die ebenfalls in der Photographie deutlich ausgeprägte Plattung, nach der das Gestein zerfällt, und die von BERGEAT ebenfalls in Wort und Zeichnung wiedergegeben ist. Die nähere Beobachtung an einem größeren, von dort aufgesammelten Blocke von etwa 20—30 cm Kantenlänge (vgl. Fig. 2) ergibt folgendes Bild im einzelnen. Das Gestein ist ein tiefschwarzer Liparitobsidian, durchsetzt von zahl-

[1] Die äolischen Inseln. München 1899. p. 113 114.



H. Philipp phot.

Fig. 1. Stauchung und Plattung im Obsidianstrom der Rocche rosse (Lipari).

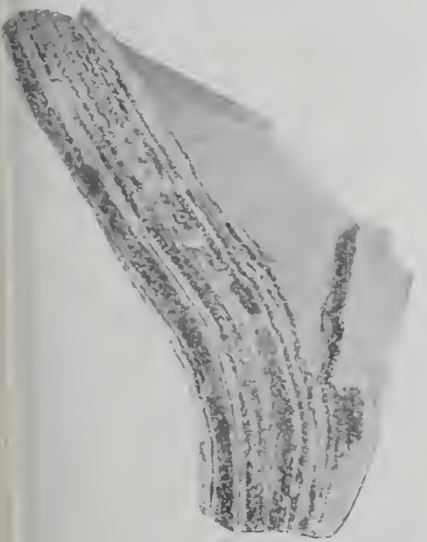


Fig. 2 ($\frac{1}{1}$ nat. Größe).



Fig. 3 ($\frac{2}{3}$ nat. Größe).

reichen radialfaserigen Sphärolithen, deren Größe selten 0,5 cm erreicht, meist geringer ist. Kleine lithophysenartige Hohlräume sind in dem mir vorliegenden Material selten, z. T. werden sie vorgetäuscht durch herausgefallene Sphärolithe. Auffallend bei den meisten Sphärolithen ist der scharfe Rand, nach dem sie sich leicht herauslösen, während gegen die glasige Grundmasse nochmals eine äußerst feine, kaum ½ mm starke Entglasungszone folgt, die sich nicht mit herauslöst, sondern fest mit der Glasmasse verbunden bleibt, so daß hier ein Hiatus in der Kristallisation wahrscheinlich gemacht wird, indem der äußere Rand offenbar später (nach der völligen Verfestigung?) entglast ist. Gelegentlich sind mehrere Sphärolithe in axiolithischer Form miteinander vereinigt, andere sind unregelmäßig verteilt. Was uns hier am meisten interessiert, ist aber die Erscheinung, daß sich ein großer Teil der Sphärolithe nicht nur in Streifen, sondern in Flächen, dicht bei dicht anordnet, und daß in bestimmten Lagen die eigentlichen Kügelchen nicht mehr individuell gesondert auftreten, sondern sich zu durchlaufenden zusammenhängenden Schichten feiner, senkrecht zu den Schichtebenen stehenden Kristallfasern zusammenschließen (Fig. 2 u. 3). Hierdurch gewinnt die ganze Erscheinung eine große Ähnlichkeit mit der eingangs erwähnten Blättertextur des Gletschereises. Die Sphärolith- und Faserflächen des Obsidians sind die Ebenen, nach denen die Platten, wie aus den Abbildungen deutlich ersichtlich, leicht auseinanderfallen. Und zwar findet die Ablösung an der Grenze der feinen Kristallisationsschichten gegen das Glas statt. Somit treten alle Übergänge von einzelnen Sphärokristallen zu durchlaufenden Kristallisationsebenen auf. Beide Kristallbildungen sind identisch, der leichten Herauslösbarkeit der einzelnen Sphärolithe entspricht der leichte Zerfall in Platten, wobei die Oberfläche der Platten gern feinbucklig ist, entsprechend der Neigung zu sphärischer Kristallisation; ebenso wie bei den einzelnen Sphärolithen zeigt sich auch bei den Kristallisationsebenen außerhalb der Ablösungsfläche noch eine feine Entglasungszone gegen die Grundmasse.

Andere Partien des Stromes zeigen ein insofern abweichendes Bild, als hier die Neigung zu sphärolithischer Bildung zurücktritt. Bis auf feinste, den Bruchteil eines Millimeters erreichende Entglasungspünktchen erscheinen die einzelnen Lagen des Obsidians klar. Sie werden aber getrennt von feinen, selten mehrere Millimeter erreichenden mikrofelsitischen Lagen, die keine regelmäßige faserige Anordnung wie die zuvor beschriebenen zeigen, sondern verfilzt erscheinen. Nach ihnen vollzieht sich gleichfalls ein plattiger Zerfall.

Die Abstände der einzelnen Platten betragen in beiden Fällen in der Regel nur wenige Zentimeter. Gelegentlich liegen aber auch mehrere dicht beieinander.

Die Frage dreht sich darum: Wie ist diese plattige Absonderung bezw. die Tendenz zur Auskristallisation in durchlaufenden ebenen Flächen zu erklären? Man hat derartige Erscheinungen bisher schlechthin als Fluidalstrukturen angesprochen. Solche können auf zweierlei Art zustande kommen. Zunächst würde man daran denken können, daß beim Fließen in dem äußerst viskosen Glasstrom die einzelnen Sphärolithe in der Stromrichtung sich anordnen etwa in der Art, wie Feldspatleisten oder längliche Kristalliten sich in der Flußrichtung anordnen. Hiergegen ist einzuwenden, daß wir es hier bei dem Obsidian, von den wenigen Axiolithen abgesehen, nicht mit längsgestreckten Individuen, sondern mit kugeligen Bildungen zu tun haben. Außerdem wird die Fließbewegung allein in einer sonst homogenen Flüssigkeit kaum dazu führen, daß sich Einsprenglinge in ganz bestimmten Ebenen anreichern, während sie in den Zwischenlagen, wie wir sahen, regellos verteilt und wesentlich spärlicher auftreten können. Die zweite Möglichkeit würde auf einer primär schlierigen Ausbildung beruhen, indem gewisse Teile des Magmas bereits eine vorgeschrittene Kristallisation in Sphärolithform aufweisen, die dann beim Fließen lang auseinandergezogen, gewissermaßen ausgewalzt wären. Dies ist die Auffassung, die offenbar IDDINGS[1] bei der, wie es scheint, analogen „lamination“ des Obsidiankliffs im Yellowstonepark vorschwebt. Derartige, keineswegs selten auftretende fluidale Schlieren werden aber stets eine mehr oder weniger linsenartige Abgrenzung zeigen. Dagegen halte ich es für ausgeschlossen, daß sie sich in der hier beschriebenen Art als feinste, in ihrer Dicke fast gleichbleibende millimeterdünne Blätter einschalten können, ganz abgesehen davon, daß die beschriebene gesetzmäßige Stellung der Kristallfasern senkrecht zur Strömungsrichtung auf eine Kristallisation in situ hinweisen und nicht auf das Auseinanderwalzen einer bereits auskristallisierten Schliere; bestenfalls könnte diese Annahme bei der zweiten Gruppe der regellos faserigen Bänder angenommen werden.

Daß es sich dei den hier beschriebenen Verhältnissen etwa um eine Übereinanderfolge von dünnen Einzelergüssen handeln könnte, ist bei der geringen Mächtigkeit der Lagen und der hohen Viskosität des Obsidians von vornherein ausgeschlossen, ganz abgesehen von der gleichmäßigen Dicke einer einzelnen Lage, die gleichfalls bei dem hohen Grade der Viskosität zum mindesten sehr unwahrscheinlich wäre.

Demnach kann es sich m. E. nicht um eine „Fluidalstruktur“ im gewöhnlichen Sinne des Wortes handeln, sondern nur um einen spezifischen Kristallisationsvorgang, und zwar um eine verstärkte

---

[1] J. P. IDDINGS, Obsidian Cliff, Yellowstone National Park. Ann. Rep. U. St. Geol. Survey. VII. 1888. p. 260 u. 286.

Kristallisation in situ, innerhalb ganz bestimmter Ebenen und Flächen. Zunächst könnte man geneigt sein, an eine „rhythmische" Kristallisation im Sinne Liesegang's zu denken. Als Ursache käme dann eine rhythmische Diffusion von außen in Frage, die zu einer Anreicherung der spontan gebildeten Kristalliten in bestimmten Lagen geführt hätte. Eine derartige Diffusion mit folgender Entglasung in rhythmischer Art, scheint mir zunächst durch die hohe Viskosität, dann aber durch die ganze Art der Anordnung, namentlich die gleichmäßige Erstreckung der Kristallisationsebenen ausgeschlossen, zumal ein Rhythmus, wenn auch unzweifelhaft vorhanden, so doch keineswegs von der regelmäßigen Gesetzmäßigkeit zu erkennen ist, wie ihn etwa die Liesegang'schen Versuche zeigen. Ebensowenig wird man ein rhythmisches Temperaturgefälle oder eine entsprechende Änderung der Druckverhältnisse als Ursache der Keimbildung annehmen können.

Da die vorbeschriebenen Möglichkeiten ausfallen, so möchte ich die Vermutung aussprechen, daß es sich bei der flächenhaften Keimbildung um eine spontane Kristallisation infolge verstärkter Reibung handelt. Sobald die Viskosität einen bestimmten Grad überschritten hat und andererseits infolge starken Gefälles die Bewegung des Stromes noch nicht völlig zum Stillstand gekommen ist, muß, wie bei den zu Anfang besprochenen Schlammströmen, die fließende Bewegung in eine scherende, der Gletscherbewegung entsprechende, also in eine Laminarbewegung übergehen. Die bei der Abscherung stattfindende Reibung löst die Keimbildung aus, wobei es dahingestellt sei, ob die Keimbildung unmittelbar durch die vermehrte Friktion oder die hierdurch erzeugte Wärmebildung verursacht wird. Für letzteres spricht die Kristallisation der bekannten Kristallsphärolithe in künstlichen Glasflüssen bei Wiedererwärmung[1]. Jedenfalls müßte die Abscherung in einer Phase der Abkühlung stattgefunden haben, innerhalb deren die Kristallisationsgeschwindigkeit noch nicht auf Null gesunken ist, bezw. bei einem Abkühlungszustand, bei dem eine geringe Temperatursteigerung genügte, um aus dem Unterkühlungszustand wieder in den Bereich merklicher Kristallisationsgeschwindigkeit zurückzukehren. Daß tatsächlich die Abkühlung noch nicht bis zur vollständigen Verfestigung vorgeschritten war, beweist die aus der nachträglichen Stauchung sich ergebende noch vorhandene Plastizität des Obsidians. Beide Erscheinungen stehen nicht im Widerspruch miteinander; auch das Gletschereis (a. a. O. 1920. p. 519) bewahrt trotz der hohen zur Abscherung führenden Viskosität einen bestimmten Grad von Plastizität, der zur nachträglichen Faltung der bei dem Abscherungsprozeß sich bildenden „Blaublätter" führen kann. Solange noch ein gewisser Grad der

[1] E. Marc, Kristallisation. Handwörterb. d. Naturwiss. V. 1130.

Erweichung besteht, wird der Obsidianstrom dem Druck der aus dem Krater nachschiebenden Massen durch Stauchungsfalten nachgeben können, auch wenn eine selbständige Fließbewegung nicht mehr vorhanden ist.

Somit sehen wir also eine völlige Analogie zu den Vorgängen bei der Bewegung des Gletschereises. Während dort die Abwärtsbewegung ein Abscheren mit Schmelzen an den Reibungsflächen erzeugt, woraus sich durch Wiedergefrieren die Blaublätter bilden, treten bei der Bewegung des Obsidians ebenfalls Flächen vermehrter Reibung auf, die zu spontaner Kristallisation führen, nach welchen Ebenen dann später die leichte Ablösbarkeit bezw. der Zerfall in Platten stattfindet. Die Abstände der einzelnen Kristallisationsebenen streben ebenso einer gewissen Gesetzmäßigkeit (Rhythmus) zu wie die Scherflächen im Eise; daß die Abstände in dem einen Fall nur wenige Zentimeter erreichen, in dem anderen dagegen mehrere Meter (wir fanden beim Eise Intervalle von $1\frac{1}{2}-2$ m bevorzugt), dürfte als eine Konstante des Mediums anzusehen sein. Da Laven mit dichtporiger Oberfläche, und zu diesen gehört ja gerade der Obsidian mit seiner schaumigen Entwicklung in den obersten Lagen, sich außerordentlich langsam abkühlen, so wird das einerseits zur Abscherung, andererseits zur Kristallbildung nötige Viskositätsintervall längere Zeit andauern. Dadurch können, entsprechend wie beim Eise, auch beim Obsidian mehrere „Generationen" von Scher- bezw. Kristallisationsebenen nacheinander entstehen[1], woraus sich das gelegentliche Auftreten mehrerer Kristallisationsebenen dicht beieinander erklären mag. Außerdem muß, und hierin liegt ein Unterschied gegenüber dem Eise, mit zunehmender Abkühlung, also zunehmender Viskosität, die Keimbildung in verschiedenen Gleitlagen je nach der Generation, der sie angehören, verschieden sein, was den natürlichen Verhältnissen entspricht. Hierauf dürfte auch die Tatsache zurückzuführen sein, daß in manchen Teilen des Stromes die faserige (bezw. sphärolithische) Ausbildung vorherrscht, in anderen Fällen (s. o.) die Ausbildung fein kristallisierter Bänder ohne orientierte Faserung. Hierbei ist in Betracht zu ziehen, daß die Temperatur- bezw. Viskositätsverhältnisse, ebenso wie die Druckverhältnisse in den verschiedenen Teilen des Stromes verschieden sind, entsprechend der Zunahme des Druckes von außen gegen die tiefer liegenden Teile des Stromes, unter Zunahme der Temperatur von der Ober- und Unterseite gegen das Strominnere.

Entsprechend der „Kristallisationsbänderung", wie man die bisher beschriebene Erscheinung nennen könnte, vollzieht sich nun in einigen Teilen des Stromes eine Bänderung zwischen kompakt glasigen und schaumigen Lagen. Es wäre denkbar, daß bei der

---

[1] vgl. Philipp, a. a. O. 505 ff.

in den oberen Lagen herrschenden Verminderung des Gesamtdruckes die bei der Scherbewegung entstehende Reibung hier in erster Linie zu einer Gasentbindung längs der Bewegungsebenen geführt hat.

Ist die Erstarrung über die äußerste Plastizitätsgrenze hinweggeschritten, oder wird der Druck lokal zu stark, so tritt bei der nachträglichen Stauchung lokal Kataklase ein, wie dies auch beobachtet wurde.

Zu erwähnen wäre noch eine gewisse Längsriefung auf einigen Ablösungsflächen, die mit der hier vertretenen Auffassung im Einklang stehen würde und die beim Eise gleichfalls gelegentlich in der Bewegungsrichtung auf den Scherflächen zu beobachten ist [1]. Außerdem beobachtet man eine mit der Achsenrichtung der Stauchungsfalten parallel gehende feine Fältelung auf den gleichen Flächen, ein Zeichen der noch bei der Stauchung vorhandenen Plastizität.

Die gleiche plattenförmige Absonderung fand Bergeat (a. a. O. p. 117) an der Punta di Sparanello nördlich von Caneto (Lipari); die Platten sind hier ebenfalls gebogen „und außerdem durch Erstarrungsklüfte in prismatische Stücke geteilt"; offenbar ein Beweis, daß die Entstehung der Platten hier unabhängig von der der Erstarrungsklüfte erfolgt ist und älter ist als diese. Die von Iddings beschriebenen Verhältnisse am Obsidiankliff wurden bereits erörtert, seine Taf. X läßt ebenfalls neben der horizontalen Bänderung und Plattung die vertikalen Kontraktionssäulen deutlich hervortreten. Es fragt sich nun weiter, ob nicht auch sonst gewisse dünnplattige Absonderungen an Ergußgesteinen auf scherende Bewegungsvorgänge bezw. die mit diesen verbundenen Kristallisationserscheinungen zurückgeführt werden können. Mir liegt ein Stück Quarzporphyr mit Sphärolithen vom Jägerhaus (Rotmurgtal im Schwarzwald) mit vorzüglicher, z. T. sehr dünnplattiger Absonderung vor, das im Hinblick auf die Verteilung der Absonderungsflächen außerordentlich den Stücken von Lipari gleicht. Da wir, namentlich nach den Untersuchungen von Rosenbusch, Sauer und Bross wissen, daß die dichten Quarzporphyre z. T. durch nachträgliche Entglasung aus vitrophyrischen Gesteinen liparitischer Zusammensetzung hervorgegangen sind [2], so dürfte die plattige Absonderung in beiden Gesteinen auf die gleiche Ursache zurückzuführen sein. Ferner erwähnt Sauer (a. a. O. p. 835) aus Mittelschwarzwälder Quarzporphyren „ausgezeichnet plattige Absonderung", die er mit der Fluidalstruktur der Gesteinsgläser in Beziehung bringt. Es ist mir nicht zweifelhaft, daß es sich in allen diesen Fällen um die gleiche Erscheinung handelt, ohne natürlich damit

---

[1] vgl. T. C. Chamberlin bei Philipp. 1920. p. 460 u. 461.

[2] A. Sauer, Porphyrstudien. Mitt. Großherzogl. Bad. Geol. L.-A. 1883. p. 795—836, und H. Gross, Der Dossenheimer Quarzporphyr. Jahresh. Ver. f. vaterl. Naturk. Württemberg. Bd. 66. 1910. p. 64—111.

jede dünnplattige Absonderung in Ergußgesteinen ohne weiteres durch Bewegungsvorgänge erklären zu wollen; immerhin wird man diese Möglichkeit stets im Auge behalten müssen.

Ich gebe die vorstehenden Ausführungen zunächst mit allem Vorbehalt als einen Erklärungsversuch. Bei der auffallenden Ähnlichkeit der Erscheinungen im Obsidian mit der Bänderung bezw. den Gleitflächen des Gletschereises liegt es nahe, analoge Erscheinungen durch analoge Vorgänge zu erklären. Zudem müssen a priori gleiche Viskositätsgrade, unter bestimmten äußeren Bedingungen, den gleichen physikalischen Bewegungsgesetzen unterworfen sein. Während aber beim Eise die Laminationsbewegung (Abscherung) den normalen Bewegungsvorgang darstellt, wird er bei Schlammströmen und Laven nur innerhalb einer bestimmten Erstarrungszeit auftreten; jedes erkaltende Magma oder jeder durch Verdunstung allmählich sein Wasser abgebende Schlammstrom wird diesen bestimmten Grad seiner Viskosität einmal durchlaufen müssen. Von der langsameren oder schnelleren Abkühlung bezw. Wasserabgabe wird es abhängen, ob diese Phase schnell übersprungen wird oder ob sich die betreffende Flüssigkeit länger in ihr hält, wovon die Häufigkeit der Scherflächen bezw. die sich daraus ergebende Textur abhängen wird. Vielleicht gestatten Studien an künstlichen Schmelzflüssen, weitere Beobachtungen an jungen Laven und alten Ergußgesteinen sowie die Wiederaufnahme der Heim'schen Versuche die hier vertretene Auffassung zu stützen und damit die Kenntnis der Bewegungsgesetze in den hochviskosen geologischen Flüssigkeiten zu erweitern.

Über die zoogeographischen Beziehungen der Land- und Süßwassermollusken des europäischen Tertiärs.

Eine Entgegnung an Herrn P. Oppenheim.

Von **W. Wenz.**

Meine kurze Mitteilung: „Über die systematische Stellung von *Dentellocaracolus* und *Prothelidomus*“ [1] nimmt Herr P. Oppenheim als Ausgangspunkt einer Kontroverse über die zoogeographischen Beziehungen der tertiären Binnenmollusken Europas [2], eine Frage, die schon des öfteren Gegenstand lebhafter Auseinandersetzungen zwischen O. Boettger einerseits und H. A. Pilsbry und C. Boettger andererseits war.

[1] Senckenbergiana. I. 1919. p. 17—21.

[2] Dies. Centralbl. 1920. p. 296—307.

In meiner Mitteilung bin ich für die alte Auffassung von Deshayes und Cantraine eingetreten, die auf die engen systematischen Beziehungen von *Dentellocaracolus damnata* zu den Leucochroen hinwiesen, und habe eine Reihe neuer Gesichtspunkte angeführt, die diese Auffassung stützen. Herr Oppenheim hat sich seinerzeit in seiner ersten Arbeit über: „Die Land- und Süßwasserschnecken der Vicentiner Eocänbildungen"[1], als er diese Auffassungen von Deshayes und Cantraine noch nicht kannte, für nahe Beziehungen von *Dentellocaracolus* zu den westindischen Gattungen *Dentellaria* Beck (= *Caprinus* Montf.) und *Caracolus* Montf. ausgesprochen. In seiner zweiten Arbeit über diesen Gegenstand[2] setzt er sich mit den Ansichten Cantraine's auseinander und beharrt auf seiner Meinung. Auch gegenüber den von mir angeführten neuen Gesichtspunkten hält Herr Oppenheim an seiner früheren Auffassung fest, unter teilweiser Anführung seiner früheren Ansichten und ohne Neues zu der Frage beizutragen. Er verkennt die große Ähnlichkeit zwischen *D. damnata* und den rezenten Leucochroen nicht und läßt wiederum die schon früher ausgesprochene Möglichkeit durchblicken, daß eine innere Verwandtschaft zwischen den Leucochroen und den westindischen Formen besteht.

Es wäre also zunächst einiges über die systematische Stellung der beiden Gattungen zu sagen. Die Berücksichtigung der neueren Literatur über die Anatomie und Systematik der in Frage kommenden Gruppen hätte Herrn Oppenheim nicht im unklaren darüber gelassen, daß die Zweifel über die Stellung von *Leucochroa* im System seit einiger Zeit völlig behoben sind. *Leucochroa* hat sich durch die anatomische Untersuchung als zweifellose Helicide (s. str.) erwiesen, die ihre Stellung bei den Helicellinen (= Xerophilinen) erhält und daß demnach an eine Verwandtschaftsbeziehung zu den westindischen Formen nicht zu denken ist. Die von ihm auch neuerdings wiederholte Ansicht, daß *Caprinus lychnuchus* (Müll.) auf Grund ihrer anatomischen Verhältnisse in die Nähe der Leucochroen und Zonitiden gestellt werden müsse, geht auf eine Arbeit von Saint Simon aus dem Jahre 1853 zurück[3], d. h. auf eine Zeit, in der man über die Bedeutung der anatomischen Merkmale dieser Formen für die Systematik noch sehr im unklaren war und diese selbst völlig im argen lag. Die zahlreichen neueren Arbeiten über die Anatomie dieser Gruppen haben die Haltlosigkeit dieser Annahme längst dargetan. Es geht nicht an, die bisher und besonders auch seit dem Erscheinen der beiden Oppenheim'schen Arbeiten erzielten Fortschritte in der Kenntnis der anatomischen und systematischen

[1] Denkschr. d. k. Akad. d. Wissensch. Wien. Math.-nat. Kl. 57. 1890. p. 113–150.

[2] Zeitschr. d. D. geol. Ges. 47. 1895. p. 57—193.

[3] Journ. de Conch. IV. p. 227—235.

Verhältnisse der in Frage kommenden Gruppen ganz und gar außer acht zu lassen, da jede Diskussion über diesen Gegenstand ohne Berücksichtigung dieser Fortschritte unfruchtbar bleiben muß.

Was die algerischen Formen betrifft: *subsenilis*, *semperiana*, auf deren nahe Beziehungen zu *Dentellocaracolus* Herr OPPENHEIM hinweist, so möchte ich nicht unerwähnt lassen, daß auch KOBELT, der ohne Zweifel als der beste Kenner der nordafrikanischen Binnenmolluskenfauna gelten muß, sie als zweifellose Leucochroen auffaßte, die ebenso wie die übrigen nordafrikanischen tertiären Binnenmollusken aufs engste mit den noch heute im Gebiet lebenden Formen verwandt sind.

Herr OPPENHEIM beklagt sich darüber, daß ich mich nicht im einzelnen mit den vom ihm vorgetragenen Gründen auseinandergesetzt habe, die für eine Verwandtschaft von *Dentellocaracolus* mit den westindischen Formen sprechen sollen. Ich hatte keine Veranlassung, dies zu tun, wo der Autor selbst bei seinen Vergleichen zwischen den Gattungen *Caracolus*, *Caprinus* (= *Dentellaria*), *Thelidomus* und *Leucochroa* schwankt, weist er doch auch neuerdings wieder (p. 299) darauf hin, daß ihm die Annahme verwandtschaftlicher Beziehungen von *Dentellocaracolus* und *Leucochroa* durchaus nicht fern lag. Der Zweck der kurzen Mitteilung war lediglich, weitere Gründe für die bereits von CANTRAINE ausgesprochene Ansicht beizubringen. Aber noch ein anderer Grund machte es mir unmöglich, im einzelnen darauf einzugehen. Ich muß nämlich dem Urteil PILSBRY's über diesen Gegenstand völlig beitreten: „I am totally unable to recognise any affinity between these shells and the Antillean Helices“ [1]. Wenn ich das reiche und fast lückenlose Material der von Herrn OPPENHEIM zum Vergleich herangezogenen Gattungen in der Sammlung des Museums der Senckenberg. Naturf. Ges. überblicke, so fällt es mir schwer, die Gründe zu erkennen, die ihn und O. BOETTGER veranlaßt haben, gerade diese Formen zum Vergleich heranzuziehen.

Herr OPPENHEIM steht nicht nur hinsichtlich der geringen Bewertung der Anatomie für die Systematik (vgl. p. 303, 305), sondern auch in der übertriebenen Wertung der sekundären Mündungscharaktere ganz auf dem Boden der alten Schule. Auch hier haben sich die Anschauungen durchaus geändert, und die moderne, auf die Anatomie gegründete Systematik hat uns gezeigt, daß in den allermeisten Fällen diesen Charakteren nur ein sehr beschränkter Wert beizumessen ist. Zahnleisten, Höcker und Zähne finden sich in sehr zahlreichen Gattungen, sehr oft bei weit entfernten Gattungen nach demselben Bauplan (z. B. bei *Isognomostoma* und *Triodopsis*), und gerade solche Leisten, wie sie *D. damnata* zeigt, sind durchaus nichts Seltenes. Oft tritt sogar dieselbe Art gezahnt und zahnlos

[1] Manual of Conchology. 9. p. 295.

auf. Diese Verengungen der Mündung werden eben durch die äußeren ökologischen und biologischen Verhältnisse stark bedingt. Ja, in einzelnen Fällen ist es uns möglich, die Ursachen dafür aufzufinden, wie demnächst mein Freund C. R. Boettger an einem typischen Beispiel in einer im Druck befindlichen Arbeit zeigen wird.

Im Bauplan der Schale, auf den in systematischer Hinsicht der größte Wert zu legen ist, zeigt *Dentellocaracolus* mit den westindischen Formen keine Übereinstimmung. Fast möchte ich vermuten, daß zum Vergleich vorzugsweise die abgeriebenen Stücke von *D. damnata* benützt wurden, bei denen die Charaktere der Schalenoberfläche völlig verwischt sind, wie dies O. Boettger bei dem bei Oppenheim (l. c. 1895, p. 94) abgebildeten Stück tat; doch wäre ein solches Verfahren natürlich unzulässig, ganz besonders dann, wenn wohlerhaltene Stücke vorliegen, wie dies hier der Fall ist. Überdies weist auch Herr Oppenheim in seiner ersten Arbeit selbst darauf hin, daß die Verschiedenheit in der Bezahnung von *Dentellocaracolus* und den Dentellarien einen engen Anschluß beider nicht gestatten.

Dahingegen zeigen *Dentellocaracolus* und *Leucochroa* so weitgehende Übereinstimmung im Bauplan der Schale, wie man nur immer wünschen kann. Ich habe meiner Darstellung nichts hinzuzufügen und möchte nur bitten, ein wohlerhaltenes Stück von *D. damnata* mit *Leucochroa pallaryi* Deb. zu vergleichen und man wird über die verblüffende Ähnlichkeit des Schalenbaus erstaunt sein. Was die sekundären Mündungscharaktere betrifft, so dürfen wir uns nicht wundern, daß diese infolge der veränderten klimatischen und biologischen Lebensverhältnisse bei der rezenten Form abgeschwächt sind: ebenso wie auch die Schalendicke, das tropische Merkmal der eocänen Art, bei den lebenden meist etwas geringer ist. Beachtenswert ist aber die Tatsache, daß auch die heutigen Wüstenformen der Leucochroen eine dicke, z. T. rauh skulpturierte Schale und verengte Mündungen besitzen.

Es lassen sich aber noch eine Anzahl weiterer Gründe für den Zusammenhang der Leucochroen mit *Dentellocaracolus* ins Feld führen. Gewisse primitive Merkmale in der Anatomie der Leucochroen zeigen, daß wir es mit recht alten Formen zu tun haben, und zu demselben Schlusse auf hohes Alter und relativ frühe Ausbreitung führt auch die eigenartige lückenhafte zoogeographische Verteilung der rezenten Leucochroen, auf die seinerzeit Kobelt eingehend hingewiesen hat [1]. Damals mußte diese Tatsache Kobelt in hohem Grade rätselhaft erscheinen und das Rätsel ungelöst bleiben, da Kobelt das Vorhandensein tertiärer Leucochroen noch nicht bekannt war. Durch den Nachweis solcher Formen hat auch dieses Verhalten seine Aufklärung gefunden.

---

[1] Die geographische Verbreitung der Mollusken. Wiesbaden 1904. p. 70.

Aber nicht allein und in erster Linie gegen meine Ansichten über die systematische Stellung von *Dentellocaracolus* wendet sich Herr OPPENHEIM, sondern seine Angriffe gelten vor allem Anschauungen über die Verwandtschaftsbeziehungen der tertiären Binnenmollusken zu den lebenden.

Ich habe nie daran gedacht, eine „Theorie" darüber aufzustellen, und zwar aus dem einfachen Grunde, weil die Beziehungen im einzelnen viel zu mannigfacher Art sind, als daß sie sich in den Rahmen einer solchen pressen ließen, sondern habe lediglich auf Grund meiner Untersuchungen der Anschauung Ausdruck gegeben, daß der größte Teil der europäischen Binnenmollusken besonders des jüngeren Tertiärs (ich hatte in der von Herrn OPPENHEIM angezogenen Arbeit die Fauna der oberoligocänen Hochheimer Landschneckenkalke im Auge) enge Verwandtschaftsbeziehungen zu der heute im Gebiet lebenden Fauna zeigt, und daß wir in den meisten Fällen, im Gegensatz zu der Annahme O. BOETTGER's, nicht nötig haben, die nächsten Verwandten in weit entfernten Gebieten zu suchen, wie das bereits PILSBRY und nach ihm noch eingehender C. BOETTGER ausgesprochen und im einzelnen dargelegt haben[1]. Um Wiederholungen zu vermeiden, muß ich hier auf die Kontroversen und vor allem auf die Untersuchungen C. BOETTGER's verweisen, die ich als bekannt voraussetze[2].

Der Unterschied der beiden Auffassungen kommt vor allem in der Arbeitsmethode und in der Fragestellung zum Ausdruck. Ich bin mir wohl bewußt, daß ich mich damit in ausgesprochenem Gegensatz zu O. BOETTGER und, wie ich annehmen muß, auch zu Herrn OPPENHEIM befinde. Während O. BOETTGER bei den tertiären europäischen Formen zunächst nach tropischen und besonders amerikanischen und westindischen Verwandtschaftsbeziehungen suchte, und erst wenn diese Bemühungen ergebnislos verliefen, wenn auch widerwillig an solche mit den heute im europäischen Faunengebiet lebenden Arten dachte, halte ich das umgekehrte Verfahren für das richtigere. Dieses Vorgehen wird beispielsweise durch die Tatsache beleuchtet, daß er *Cepaea maguntiana* (DESH.) so lange als zur westindischen Gattung *Coryda* gehörig betrachtete, bis er eines

---

[1] PILSBRY, Preliminary outline of a new classification of the Helices. Proc. Nat. Soc. Philadelphia 1892. p. 393; — Manual of Conchology. 9 ff. — C. R. BOETTGER, Ein Beitrag zur Erforschung der europäischen Heliciden. Nachr.-Bl. d. D. Malakozool. Ges. **41**. 1909. p. 1—19, 49—68.

[2] O. BOETTGER, H. A. PILSBRY und die Verwandtschaftsbeziehungen der Helices im Tertiär Europas. Nachr.-Bl. d. D. Malakozool. Ges. **26**. 1894. p. 107—112. — O. BOETTGER, Noch einmal „Die Verwandtschaftsbeziehungen der *Helix*-Arten aus dem Tertiär Europas". Ibid. **41**. 1909. p. 97—118. — C. R. BOETTGER, Einige Worte zu: Noch einmal „Die Verwandtschaftsbeziehungen der *Helix*-Arten aus dem Tertiär Europas" von Prof. Dr. O. BOETTGER in Frankfurt (Main). Ibid. **43**. 1911. p. 99—103, 113—133.

Tages alluviale Stücke der lebenden *Cepaea hortensis* L., deren Fundort ihm verschwiegen worden war, als zweifellose *maguntiana* (Desh.) bestimmte. Erst dadurch sah er sich veranlaßt, die Verwandtschaftsbeziehungen beider zuzugestehen.

Daß es in der Tat unter den Binnenmollusken des europäischen Tertiärs, besonders des Alttertiärs, zahlreiche Arten gibt, deren nächste Verwandte wir heute in den Tropen, oder sagen wir besser außerhalb Europas zu suchen haben (auch in nicht tropischen Gegenden), wird kein einsichtsvoller Paläontologe bezweifeln. Ich selbst denke ebensowenig daran wie H. A. Pilsbry oder C. R. Boettger, wie Herr Oppenheim glauben machen möchte, und habe auch in der von Herrn Oppenheim herangezogenen Arbeit über Hochheim eine ganze Anzahl von Beispielen dafür namhaft gemacht. Gerade die von Herrn Oppenheim beschriebene Fauna des Vicentiner Eocäns bietet recht zahlreiche Beispiele. Neben südamerikanischen Beziehungen wie bei der Megaspiride *Palaeostoa*, *Planorbis pseudoammonius*, *Cyclotus* und afrikanischen: Coeliaxiden, Enneiden usw., treten im Alttertiär ostindische stärker hervor; dafür lassen sich zahlreiche Beispiele namhaft machen. Nicht so stark wie im älteren Tertiär treten diese Beziehungen im mittleren und jüngeren zutage. Auch bei der Hochheimer Fauna habe ich noch auf eine ganze Anzahl solcher Fälle hingewiesen, und schließlich treffen wir auch im jüngeren Tertiär noch einzelne Beispiele wie *Opeas minutum*, *Diplommatina martensi*, *D. dietzi* im Obermiocän, nicht zu vergessen die pontischen und levantinischen Süßwasserfaunen, die stark asiatisches Gepräge zeigen und einen der Vorstöße der asiatischen Fauna in das europäische Faunengebiet darstellen; dazu gehört auch die in jüngster geologischer Zeit bei uns eingedrungene einzige lebende europäische Eulotide, *Eulota fruticum*.

Daß ich auf alle diese Dinge nur mehr gelegentlich hinweisen konnte, hat seinen Grund in erster Linie darin, daß ich mich in meinen Untersuchungen über tertiäre Binnenmollusken weniger mit alttertiären Faunen beschäftigt habe: einmal habe ich bisher vorwiegend unser einheimisches Tertiär bearbeitet, das nur wenig alttertiäre Binnenmollusken enthält, und dann schien es mir zur Klärung der Verwandtschaftsbeziehungen der lebenden Fauna mit der fossilen richtiger, den Weg von oben nach unten einzuschlagen, um den unmittelbaren Anschluß an die rezente Fauna zu gewinnen und von den sicheren Zusammenhängen zu den weiter entfernten Gliedern fortzuschreiten. Es ist mir durchaus verständlich, daß für Herrn Oppenheim, dessen Untersuchungen auf diesem Gebiet sich vorwiegend auf alttertiäre Faunen erstreckten, diese Beziehungen stärker hervortraten und seine Ansichten im Boettger'schen Sinne beeinflußten.

Wogegen ich mich in erster Linie gewandt habe, ist die Verallgemeinerung und einseitige Wertung dieser anerkannten Tat-

sache vor allem durch O. Boettger, der darin so weit ging, daß fast keine Beziehungen zwischen tertiären und lebenden europäischen Binnenmollusken bestehen sollten. Wie war das möglich? Sandberger hat lange nicht so extrem wie O. Boettger diesen Standpunkt vertreten. Und doch war es zu seiner Zeit noch verständlicher: waren doch damals die systematischen Verhältnisse der lebenden Formen infolge der ungenügenden Kenntnis ihrer Anatomie noch in starkes Dunkel gehüllt, so daß man, um nur ein Beispiel anzuführen, keinen Anstoß daran nahm, unsere rezente *Isognomostoma personatum*, die bekanntlich eine Campylaeine ist, mit den amerikanischen *Triodopsis* zu vereinigen[1]. Erst die fortschreitende Kenntnis der Anatomie hat hier Klarheit geschaffen und gezeigt, daß weitaus die meisten systematischen Gruppen der Binnenmollusken stark lokalisiert sind, und nur wenige Formenkreise ein ausgedehnteres Verbreitungsgebiet besitzen. Die Verhältnisse bei den Landschnecken mit ihrer geringen aktiven Beweglichkeit, die im wesentlichen nur passiver Verbreitung fähig sind und starke Abhängigkeit von Klima und örtlichen Verhältnissen zeigen, liegen eben ganz anders als bei den Säugetieren und den marinen Mollusken, so daß eine Parallele hier nicht gezogen werden kann. Diese Tatsachen müssen aber auch in der Paläontologie berücksichtigt werden. Wem würde es heute z. B. einfallen, nach Vertretern der Achatinelliden im europäischen Tertiär zu suchen?

Auch O. Boettger war noch einer der letzten großen Vertreter der alten Schule der Conchyliologen, die bei der Untersuchung auch der rezenten Mollusken nur die Schale werteten und die Anatomie unberücksichtigt ließen. Ein feiner und scharfer Beobachter, wie er es war, konnte auch hierbei im einzelnen manche Erfolge erzielen. In anderen Fällen aber mußte diese notwendigerweise unvollkommene Methode zu Irrtümern und falschen Schlüssen führen, wie sich dies auch im Laufe der Zeit herausgestellt hat, neuerdings durch die anatomischen Untersuchungen Wagner's, gerade für die Gruppe, für die O. Boettger damals unumstritten als erster Spezialist galt, die Clausiliiden.

Aber schon zu Boettger's Zeiten war hier ein Wandel eingetreten und diesen verdanken wir neben anderen in allererster Linie H. A. Pilsbry. Es kann gar nicht genug darauf hingewiesen werden, welchen Fortschritt das auf die vergleichende Anatomie aufgebaute, großangelegte Werk Pilsbry's[2] für die Systematik und damit auch für die Zoogeographie bedeutete. O. Boettger hat daraus leider keinen Nutzen gezogen, für ihn existierte die Anatomie kaum. Auch sonst hat das Pilsbry'sche Werk in Deutschland

[1] Die Land- und Süßwasserconchylien der Vorwelt. p. 932.

[2] Manual of Conchology. 2d Ser. Pulmonata (Bd. I—IV von Tryon, Bd. V ff. von Pilsbry). Philadelphia. 1885 ff.

lange nicht die verdiente Aufmerksamkeit gefunden. Vielleicht ist daran mit in erster Linie seine Seltenheit in deutschen Bibliotheken schuld. So kam die merkwürdige und für uns beschämende Tatsache zustande, daß die Anatomie und damit auch die Systematik der europäischen Land- und Süßwassermollusken weit schlechter bekannt war als die der außereuropäischen Faunen. Erst in neuerer Zeit ist hier ein Wandel eingetreten, dank der schönen anatomischen Untersuchungen von v. Ihering, Hesse, Wagner, Soos, Steenberg, C. Boettger, Haas u. a. Heute liegen die Verhältnisse jedenfalls nicht mehr so, wie Herr Oppenheim glaubt (p. 305), daß über die ausschlaggebende Bedeutung der Anatomie noch irgendwelche Zweifel unter den Kennern der lebenden Molluskenfaunen bestünde. Ihre hervorragende Bedeutung wird bedingungslos von allen „Berufenen“ anerkannt; und die moderne Systematik ruht nicht in erster Linie auf der Schale, wie Herr Oppenheim meint, sondern auf der Anatomie. Um sich davon zu überzeugen, braucht man nur einen Blick in das Pilsbry'sche Werk oder etwa in die Bearbeitung einzelner Familien durch Hesse, Wagner u. a. in den letzten Jahrgängen des Archivs für Molluskenkunde zu tun. Vieles, was früher dem Schalenbau nach eng zusammengestellt wurde (wie *Helicodonta obvoluta* und *Isognomostoma holoserica*) mußte getrennt, andere im Schalenbau stark abweichende Formen zu systematischen Einheiten zusammengefaßt werden (z. B. *Helicigona (Arianta) arbustrorum* und *H. lapicida* oder *Cylindrus* und Campylaeinae). (Schluß folgt.)

Die Wasserbindung im Heulandit.

Von **A. Beutell** in Breslau.

Mit 5 Textfiguren.

Die im Breslauer Mineralogischen Institut durchgeführten Untersuchungen von K. Blaschke (Diss. Breslau 1914), A. Beutell und K. Blaschke (dies. Centralbl. 1915, 197—200) sowie von G. Stoklossa (Diss. Breslau 1917 u. N. Jahrb. f. Min. etc. 1919, Beil.-Bd. 42, p. 1—64) hatten auf diskontinuierliche Wässerungskurven mit deutlichen Haltepunkten für die Zeolithe geführt. Während dieselben bis dahin als feste Lösungen oder als Kristalle mit adsorbiertem Wasser (Schwammtheorie) betrachtet worden waren, wurden sie in diesen Arbeiten als chemische Verbindungen definiert, welche sich durch eine erhebliche Zahl von Hydraten auszeichneten: Ein bestimmter Wassergehalt war hiernach nicht an eine feste Temperatur und einen festen Dampfdruck gebunden, sondern entsprach einem relativ ausgedehnten Temperatur- und Druckintervall. Da die Entwässerungsversuche der klassischen Zeolithforscher, an deren Richtigkeit wir damals nicht zweifelten, durchweg kontinuierliche

Kurven ergeben hatten, suchten wir den Grund für unsere abweichenden Resultate in dem von uns angewandten Verfahren der Wiederwässerung: Wir nahmen an, daß diese grundsätzlich anders verliefe als die Entwässerung. Das Mißtrauen, welches unsere Arbeiten bei einem großen Teil der Fachgenossen auslösten, dürfte hauptsächlich auf dieser irrtümlichen Vorstellung beruhen (vgl. Rinne, Ber. sächs. Akad., math.-phys. Kl. 1920, **72**, p. 13).

Nachdem nun Weigel die Wasserbindung im Heulandit von neuem einer experimentellen Prüfung unterworfen hatte (Sitz.-Ber. Ges. z. Beförderung d. Naturwiss. Marburg 1919. 1—16), wobei er sich überzeugen konnte, „daß Wässerung und Entwässerung in dem Temperaturintervall bis 180° zu dem gleichen Ergebnis führen" (p. 11), glaubte er unsere Resultate als falsch nachgewiesen zu haben. Auf den sehr temperamentvollen Weigel'schen Angriff hin wurden von mir eigene Versuche[1] unternommen und auch diese ließen keinen Zweifel darüber, daß zwischen Entwässerung und Wiederwässerung ein fast völliger Parallelismus[2] bestand, daß also unsere frühere Annahme von dem grundsätzlich verschiedenen Verlauf beider Vorgänge nicht mehr aufrechterhalten werden konnte. Es sei aber gleich hier hervorgehoben, daß der treppenartige Verlauf unserer Wässerungskurven unverändert bestehen bleibt: Der Parallelismus zwischen Entwässerung und Wiederwässerung besteht also nach meinen neuen Versuchen darin, daß beide Vorgänge Kurven mit langen Haltepunkten liefern. Wenn Weigel (p. 2) versichert, es würde vom Heulandit Wasser sehr schnell abgegeben, aber sehr langsam wieder aufgenommen, so ist in solch allgemeiner Form diese Behauptung irreführend, weil die Schnelligkeit des Wasseraustausches durch die Versuchsbedingungen willkürlich verändert werden kann. Die Entwässerung wird unter sonst gleichen Umständen um so schneller verlaufen, je trockener die übergeleitete Luft ist, während die Wiederwässerung umgekehrt durch möglichst feuchte Luft begünstigt wird. Daß die von Weigel mit nahezu trockener Luft (8—10 mm Dampfdruck) durchgeführte Entwässerung rascher vor sich geht, als die mit einem gleich trockenem Luftstrom unternommene Wiederwässerung, ist eine Selbstverständlichkeit, die mit der Wasserbindung im Heulandit nichts zu tun hat.

---

[1] Der experimentelle Teil dieser Arbeit wurde bereits Anfang August 1920 abgeschlossen; Krankheit und eine anschließende Operation haben die Veröffentlichung in unerwünschter Weise verzögert. Bei Abfassung der Arbeit lag die ausführliche und gründliche Untersuchung von K. H. Scheumann (Verh. d. sächs. Akad. d. Wiss. Leipzig 1921. Math.-phys. Kl. **73**. 1—113), welche eine Fülle interessanter Anregungen birgt, noch nicht vor, so daß ich dieselbe nur in Anmerkungen berücksichtigen kann.

[2] Er zeigt leichte Störungen infolge der langsamen Zersetzung, welche der Heulandit während der Versuche, auch schon unter 180°, erfährt.

Die Tatsache, daß die Ergebnisse mitunter mehr von der Versuchsanordnung als vom Wesen des Heulandits abhängen, muß bei der Beurteilung aller hier auftretenden Erscheinungen stets im Auge behalten werden.

Nach Weigel (a. a. O. p. 6) soll durch die „von allen Forschern vor Beutell aufgenommenen Entwässerungskurven" erwiesen sein, daß die Zeolithe keine Wasserverbindungen nach Art der gewöhnlichen Salzhydrate sein können. Doch muß er einräumen, „daß bei allen diesen Untersuchungen entweder die Versuchsgenauigkeit oder die Zahl der Beobachtungen nicht ausreicht, um mit Sicherheit das Fehlen von Diskontinuitäten auf diesen Kurven zu behaupten". Hierdurch wird die ganze Beweisführung aber hinfällig, weil gerade die Diskontinuitäten den sichersten Beweis für chemische Bindung darstellen. Nach den obigen Ausführungen besteht zwischen Weigel und mir Übereinstimmung betreffs des reversiblen Charakters von Entwässerung und Wiederwässerung. Auch die zuerst von uns gefundenen Diskontinuitäten bei ganz molaren Verhältnissen werden durch die Weigel'schen Beobachtungen — nachdem er die Versuchstemperaturen ebenso nahe aneinander gelegt hat wie wir — für die geraden Molzahlen bestätigt: Unsere von Weigel so bemängelte Apparatur hatte, im Gegensatz zu allen bisherigen Forschungen, zum erstenmal Diskontinuitäten in der Wasserführung der Zeolithe aufgedeckt. Den einzigen grundsätzlichen Unterschied zwischen Weigel und uns bilden die Beständigkeitsintervalle, welche bei seiner „verbesserten" Methode nicht auftreten. Nach Weigel beruht dieser Widerspruch zwischen den beiderseitigen Arbeiten auf der Ungenauigkeit der Temperaturkonstanz und der Temperaturmessung in unseren Versuchen: „Für den weitaus größten Teil der Messungen bestimmt tatsächlich die Sicherheit der Temperaturkonstanz die Genauigkeit aller übrigen Messungen." Er hat die Genauigkeit der Temperaturmessung durch Benutzung eines in $\frac{1}{10}$ Grade geteilten Thermometers und die Temperaturkonstanz durch Anbringung eines automatischen Temperaturreglers verbessert, welcher die Temperaturschwankungen auf 1^0 herabdrückt. Diese Verbesserungen sind zu begrüßen, doch besitzen sie nicht die Bedeutung, welche ihnen Weigel zuschreibt. Unsere Beständigkeitsintervalle (Diss. Stoklossa, p. 14 u. 15) schwanken zwischen 10 und 38^0 und neuerdings habe ich noch ein weiteres von 54^0 festgestellt. Höchstens die 4 kleinsten von 10—13^0 (entsprechend 7, 6, 5 u. 4 Mol. Wasser) könnten durch Ungenauigkeit der Temperaturmessung in Frage gestellt werden: die 7 größeren von 18—53^0 (entsprechend 11, 10, 9, 8, 3, 2 u. 1 Mol. Wasser) würden davon unberührt bleiben.

Die übertriebene Einschätzung der von ihm eingeführten Verbesserungen verführt Weigel dazu, eine unverständlich scharfe Polemik gegen uns zu eröffnen. Die von ihm auf p. 2 u. 3 zu-

sammengetragenen angeblichen „Fehlerquellen reichen völlig aus, um die von den Verfassern erhaltenen Abweichungen ihrer Wässerungskurven vom kontinuierlichen Verlaufe zu erklären". Die beistehende, seiner Arbeit entnommene Fig. 1 betrachtet er als Stütze dieser kühnen Behauptung. Die doch gewiß auffallende Tatsache, daß unsere 2 Jahre vor ihm festgestellten Beständigkeitsintervalle für 10, 8, 6, 4 u. 2 Mol. Wasser fast genau mit seinen Knickpunkten

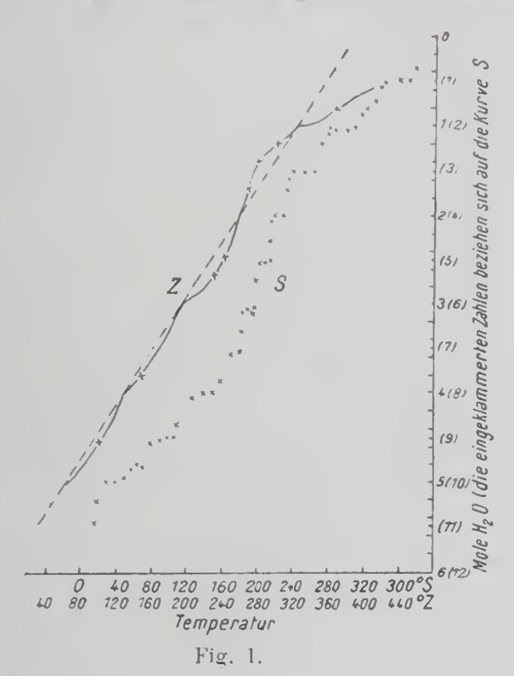


Fig. 1.

für ganze Molzahlen zusammenfallen, läßt sich unmöglich dem Zufall zuschreiben. Seine eigene Figur, welche außer den Stoklossa'schen Werten (S) die in seiner Kurve eingezeichneten Zambonini'schen (Z) enthält, ist im Gegenteil ein schlagender Beweis dafür, daß hier nicht der Zufall maßgebend war, sondern daß Beziehungen vorliegen, die im Wesen des Heulandits begründet sein müssen [1].

[1] Die Unhaltbarkeit des Weigel'schen Standpunktes ergibt sich auch aus der Arbeit Scheumann's (a. a. O. p. 81 u. 82), der die sämtlichen, zuerst von uns gefundenen ganzzahligen molaren Verhältnisse als bestehend anerkennt. Scheumann schreibt: „Die Weigel'schen Konzentrationsreihen markieren nach seiner graphischen Darstellung nur die ganzen Mole (zeigen also nur 5 Einschnitte) in gleichmäßigen Bogenkurven. Ich habe die Weigel'schen Originalwerte in größerem Maßstab neu aufgetragen. Man erkennt (Fig. 19, p. 82), daß die Schlußfolgerung auf die Regelmäßigkeit der Bogenführung zurücktritt zugunsten einer Auffassung, wie

Der nach WEIGEL allein ausschlaggebende Gesichtspunkt der Ungenauigkeit unserer Apparatur wird weder der weitgehenden Übereinstimmung zwischen seinen und unseren Beobachtungen, noch der vorhandenen Unstimmigkeiten (unserer Beständigkeitsintervalle) gerecht. So einfach sind die von uns an den verschiedenen Zeolithen gefundenen (rund 50) Beständigkeitsintervalle, von denen jedes einzelne von 3—4 von einander völlig unabhängige Beobachtungen festgelegt ist, nicht aus der Welt zu schaffen.

Um die Sachlage richtig zu würdigen, darf man nicht, wie es WEIGEL tut, auf der Gegenseite nur Unverstand und experimentelle Ungeschicklichkeit vermuten. Eine etwas genauere Durchsicht unserer Arbeiten hätte ihm vielleicht doch gezeigt, daß andere Faktoren für die Versuchsresultate viel ausschlaggebender sind, als die Genauigkeit der Temperaturmessung, auf die er seine ganze Arbeit aufbaut.

Bedauerlicherweise ist die in unseren Arbeiten zum erstenmal angewandte Methode, zu jeder Wasserbestimmung eine neue Substanzprobe zu verwenden, bisher gänzlich übersehen worden (Diss. BLASCHKE, p. 22; Diss. STOKLOSSA, p. 13). Das Wasser wurde jedesmal durch Glühen der Probe ermittelt. Unsere Wasserbestimmungen sind daher nie Differenzbestimmungen, sondern jeder einzelne Kurvenpunkt ist von dem andern völlig unabhängig und wird naturgemäß von seinen Nachbarn kontrolliert. Eine Veranlassung, die der STOKLOSSA'schen Heulanditkurve zugrunde liegenden 50 Einzelbestimmungen zu wiederholen, war somit nicht vorhanden. Der gegen uns erhobene Vorwurf, wir hätten für die einzelnen Zeolithe stets nur eine Kurve aufgenommen, beruht auf der irrtümlichen Vorstellung, daß auch unsere Kurven wie die WEIGEL'schen durch Differenzwägungen an ein und demselben Pulver erhalten worden seien. Es könnte scheinen, daß sich unsere Methode von der sonst üblichen nur durch ihre Umständlichkeit und Unbequemlichkeit unterscheidet. Bei näherer Überlegung stellt sich heraus, daß unsere Haltepunkte ohne diese unbequeme, aber notwendige Arbeitsart nicht auftreten können.

Wird ein und dasselbe Pulver für die Ermittlung der ganzen Kurve benutzt, so entspricht jede folgende Wägung einer längeren Versuchszeit, und es kommen schließlich extrem lange Zeiten zustande (622 Stunden bei WEIGEL). Daß solche Versuchszeiten bei so zersetzlichen Mineralien, wie es die Zeolithe sind, vermieden

---

sie in dem Begriff einer fast stetigen Kurvenreihung ausgesprochen ist. Auch die Halbmolwerte erscheinen m. E. unverkennbar." Selbst die WEIGEL'schen Daten liefern also nach SCHEUMANN Anhaltspunkte für alle 11 von uns gefundenen molaren Verhältnisse, wodurch sich die Ansicht WEIGEL's erledigt, daß unsere ungeraden Molzahlen (11, 9, 7, 5, 3 u. 1) nur einem unerlaubten Rechenkunststück ihr Dasein verdankten.

werden müssen, ist eigentlich eine Selbstverständlichkeit, und doch wird hiergegen fortgesetzt verstoßen. Daß der Heulandit durch 622 Stunden langes Erhitzen chemisch und physikalisch verändert worden ist, kann niemand leugnen; die mit einem solchen mißhandelten Heulandit erhaltenen Werte sind mit einer von Versuch zu Versuch verlängerten Vorbehandlung erhalten; zu jedem Versuch ist gewissermaßen eine verschiedene Substanz benutzt worden. Einen der Hauptgründe dafür, daß die Weigel'sche Kurve nur schwache Anklänge an die wahren Verhältnisse erkennen läßt, sehe ich in der langen „Vorbehandlung" des Heulandits, welche die Intervalle völlig zum Verschwinden bringt.

Bei unserem Verfahren der Wiederwässerung wurden zunächst zwei größere Proben soweit als nötig entwässert. Die für höhere Wassergehalte bestimmte wurde 24 Stunden im Vakuum einer Quecksilberpumpe auf 150—170° erhitzt, wobei bis 12 % Wasser ausgetrieben wurde. Die für niedrige Wassergehalte ausersehene Probe erfuhr außerdem noch eine 24stündige Trocknung bei 230—260°, wobei im ganzen ca. 14 % Wasser verdampften (Diss. Stoklossa, p. 10). Zu den sämtlichen Stoklossa'schen Versuchen mit Heulandit kamen somit nur zwei etwas verschieden vorbehandelte Ausgangssubstanzen zur Verwendung [1], und diese wurden dann ausnahmslos 14—16 Stunden bei verschiedenen Temperaturen wiedergewässert [2]. Alle unsere Einzelbestimmungen sind unter geringfügiger Änderung von Druck und Temperatur durchgeführte Parallelversuche, während bei Weigel jeder Versuch mit einer jedesmal länger vorbehandelten und deshalb stärker zersetzten Substanz ausgeführt wird.

Bezüglich der abfälligen Kritik, welche Weigel an unserer Apparatur übt, muß vor allem betont werden, daß er dieselbe nur aus der Stoklossa'schen Abbildung kennt (Abbild. 3, p. 12) und nie damit gearbeitet hat. Bedauerlicherweise hat die Figur ein Mißverständnis hervorgerufen, das von Weigel als augenfälliger Beweis meines experimentellen Ungeschicks hingestellt wird. Er nimmt an, wir hätten zwischen den Kolben mit warmem Wasser, in welchem die Luft die erforderliche Feuchtigkeit aufnimmt, und das Heizrohr des Wässerungsofens eine Art Luftkühler von 50 cm Länge eingeschaltet. Diese Vermutung ist irrig; das in der Figur vorhandene lange Verbindungsrohr war nur während der photographischen Aufnahme eingeschoben worden, weil die einzelnen Teile der Apparatur weiter auseinander gezogen waren. Wir hatten diesen

[1] Scheumann (p. 37) verwendet 17 verschiedene Pulverserien, „die je 6—18 Gleichgewichtseinstellungen unterworfen waren".

[2] Die Vermutung Scheumann's (a. a. O. p. 21), daß die Stoklossa'schen Werte von 0—100° so gering sind, weil sie mit Heulandit erhalten wurden, der bei 260° getrocknet worden war, ist unzutreffend; erst von 200° an wurde solcher Heulandit verwandt.

Umstand leider nicht besonders erwähnt[1]. Die Temperatur im Wasserkolben war bei den Versuchen bis 100° stets 7—10° niedriger als die Temperatur im Heizraum des Ofens; bei den Versuchen über 100° war die Differenz noch bedeutend größer. Eine Gefahr für die Kondensation von Wasserdampf lag nicht vor, da das einfache Durchströmen der Luft durch das warme Wasser nicht ausreichte, um dieselbe mit Wasserdampf zu sättigen. Außerdem war das Verbindungsrohr zwischen Kolben und Ofen naturgemäß möglichst kurz und befand sich ständig der Wärmestrahlung des eisernen Topfdeckels ausgesetzt. Übrigens ist eine Bildung von Wassertropfen von uns nie beobachtet worden. Vieles, was Weigel sonst noch gegen unsere Apparatur ins Feld führt, ist reine Ansichtssache und sicher von seiner Vorstellung beeinflußt, daß unsere Resultate falsch sein müßten und die seinigen allein richtig seien.

Um festzustellen, ob dieselbe Anzahl von Wassermolekülen nur bei einer einzigen Temperatur oder in einem Temperaturintervall auftritt, genügt ein Thermometer, das nur von 2 zu 2° geteilt ist und dessen herausragender Quecksilberfaden nicht korrigiert ist, weil die absoluten Werte der Temperatur hierfür nicht entscheidend sind. Dieses von Weigel bemängelte Thermometer hatte ich besonders für die Versuche anfertigen lassen; die rohe Teilung beweist, daß ich mich über die Genauigkeit der Apparatur keiner Täuschung hingab. Das Thermometer ist in unseren Versuchen nur ein orientierendes Instrument, welches gestattet, die Versuchsbedingungen nach Wunsch zu ändern. Nach unseren Erfahrungen war die von Weigel so ungünstig beurteilte Apparatur zweckmäßig und besaß den für die Versuche erforderlichen Grad von Genauigkeit. Dies geht auch deutlich daraus hervor, daß die von uns gefundenen Diskontinuitäten durch die Weigel'schen Daten bestätigt werden[2].

Da Weigel unsere rund 50, an den verschiedenen Zeolithen gefundenen Beständigkeitsintervalle als Zufälligkeiten hinstellt, welche durch die mangelhafte Apparatur hervorgerufen seien, möchte ich

[1] Scheumann hat eine Zeitlang mit unserer Apparatur gearbeitet, aber leider unter Einschaltung eines solchen langen Verbindungsrohres, wie es die Stoklossa'sche Figur zeigt. Dabei muß naturgemäß Wasserkondensation und Tropfenbildung eintreten. Er hat bei diesen Versuchen genau solche Beständigkeitsintervalle gefunden wie wir, deutet sie jedoch als „Überwerte", die durch Einspritzen von Wassertropfen hervorgerufen seien. Bei dieser plötzlichen Erhöhung des Dampfdruckes schnappen diese molaren Proportionen nach Scheumann „rascher ein" und bei der Wiedererniedrigung würden sie schwerer überwunden als andere beliebige Mischungsverhältnisse. — Nach meiner Ansicht steht diese Vorstellung dem Vorgang einer chemischen Bindung sehr nahe.

[2] Auch die Anerkennung der von uns und vor Weigel gefundenen 11 molaren Wasserkonzentrationen durch Scheumann (p. 85) kann als Beweis hierfür ins Feld geführt werden.

zunächst die Aufmerksamkeit auf einige Ergebnisse lenken, die ohne diese Apparatur erhalten und in der folgenden Tabelle 1 zusammengestellt sind. Die Wässerung erfolgte hier durch einfaches Stehenlassen der Zeolithpulver unter einer Glasglocke mit Wasser (angesäuert mit H_2SO_4)[1] in einem Kellerraum, der eine fast konstante Temperatur von 17° hatte. Wenn jeder Temperatur ein bestimmter Wassergehalt entspräche, so könnte die Sättigung aller untersuchten Zeolithe bei der zufälligen Temperatur von 17° nicht ausnahmslos auf ganze Wassermoleküle führen (Diss. Blaschke, p. 19 u. 20; Diss. Stoklossa, p. 9, 24, 32, 36, 45, 54 u. 62).

Tab. 1. **Wässerung bei Zimmertemperatur (17°).**

	Zu Beginn		Gewässert		Dauer	Gleichgewicht
	% H_2O	Mol. H_2O	% H_2O	Mol. H_2O	Tage	Tage
Skolezit . . .	13,64	2,98	13,71	2,99	91	49
Natrolith	9,58	2,00	9,84	2,05	91	63
Analcim	8,55	2,04	8,62	2,05	91	63
Apophyllit . . .	16,24	1,96	16,32	1,98	98	28
Heulandit . . .	14,90	5,22	16,06	5,49	105	14
Desmin	17,79	6,40	19,28	6,95	36	15
Harmotom . .	13,79	4,80	14,67	4,98	105	35
Chabasit	16,11	4,76	17,06	4,97	105	14

Von den 8 in Tabelle 1 zusammengestellten Zeolithen besitzen die 4 ersten, nämlich Skolezit, Natrolith, Analcim und Apophyllit, bereits ohne jede Behandlung unsererseits bei 17° sehr angenähert eine ganze Anzahl von Wassermolekülen (2,98, 2,00, 2,04 u. 1,96 Mol.) und behalten diesen Wassergehalt auch in Luft, welche mit Wasserdampf gesättigt ist: diese 4 Zeolithe enthalten bei der zufälligen Temperatur von 17° sowohl für gesättigte als auch für ungesättigte Luft eine durch ganze Zahlen ausdrückbare Anzahl von Wassermolekülen. Die übrigen 4 (Heulandit, Desmin, Harmotom und Chabasit) erreichen ganzzahlige Werte für Wassermoleküle erst in Luft, welche mit Wasser gesättigt ist, allerdings muß die gefundene Molzahl (5,49) bei Heulandit mit 2 multipliziert werden.

Kann nach diesen bei der zufälligen Kellertemperatur von 17° — und zwar ohne unsere von Weigel so ungünstig beurteilte Apparatur — erzielten Ergebnissen noch daran festgehalten werden,

[1] Weil hierdurch nach Tammann (N. Jahrb. f. Min. etc. 1898. Beil.-Bd. XXVII. p. 323—336) die Kondensation von Wasser auf den Pulvern verhindert wird.

daß ganze Wassermoleküle nur bei einer einzigen Temperatur vorhanden sein können? Kann nach dem Auftreten von ganzen Wassermolekülen sowohl in mit Wasserdampf gesättigter als in ungesättigter Luft angenommen werden, daß hierfür ein ganz bestimmter Dampfdruck erforderlich ist? Beide Fragen sind zu verneinen. Die Richtigkeit der WEIGEL'schen und aller früheren Resultate wird schon durch diese Tatsachen höchst fraglich. Selbst wenn unsere Hauptuntersuchung, die Wässerung bei wechselnden Temperaturen und Dampfdrucken, ganz ausgeschaltet würde, wäre allein durch die obige Tabelle 1 bereits eine sichere Grundlage für die Existenz von Haltepunkten, d. h. von treppenartig verlaufenden Kurven geschaffen. Trotzdem hat sich in der Fachliteratur niemand auf unsere Seite gestellt. Im Gegenteil führt C. DOELTER im Handbuch der Mineralchemie, 1920, p. 180—181 aus, WEIGEL habe die Resultate von „BEUTELL und Genossen" als unrichtig nachgewiesen. Derselben Ansicht sind GROTH und MIELEITNER (Min. Tabellen, Berlin-München 1921, p. 120), welche die Zeolithe als „eine besondere Art fester Lösungen" betrachten.

(Schluß folgt.)

Besprechungen.

Franz Steinriede: Anleitung zur mineralogischen Bodenanalyse, insbesondere zur Bestimmung der feineren Bodenmineralien unter Anwendung der neueren petrographischen Untersuchungsmethoden. 2. Aufl. 8°. 238 p. mit 106 Abbild. Preis geb. 60 Mk. Leipzig, Wilh. Engelmann. 1921.

Das Werk ist in folgende Teile gegliedert: Geschichte und Bedeutung der mineralogischen Bodenuntersuchung. — Gewinnung der zu untersuchenden Bodenprobe durch das Schlämmverfahren. — Methoden, die bei der mineralogischen Bodenuntersuchung angewendet werden können. — Gang der Untersuchung. — Hilfstabellen zur Bestimmung der Bodenmineralien. — Kennzeichnung der Bodenmineralien. — Schlüssel zur Bestimmung der wichtigen bodenbildenden Mineralien.

Verf. war offenbar bestrebt, recht viel zu bieten; Ref. möchte meinen, daß er zuviel gebracht hat, indem er sich nicht auf die bodenbildenden Mineralien beschränkt, sondern die gesteinbildenden Mineralien allgemein behandelt hat. Chromeisen, Spinell, Flußspat, Perowskit — um nur reguläre Mineralien zu nennen — können nicht gut zu den bodenbildenden gestellt werden. Dagegen fehlen die Mineralien der Sodalithgruppe und die Zeolithe, denen doch eine gewisse Bedeutung zugeschrieben wird; nur bei Besprechung

der Kolloide ist auch von Zeolithen kurz die Rede, aber in abweisendem Sinn. Der auch für die Vorgänge im Boden so wichtige Basenaustausch wird nicht behandelt, die Abhandlungen von R. Gans, Wiegner, Ramann und anderen sind auch im Literaturverzeichnis nicht aufgeführt. Allerdings führen diese Untersuchungen hinüber zur Bodenkunde, aber etwas weniger „Bodenmineralien" und mehr Bodenkunde wäre für die Kreise, für die das Werk bestimmt ist, erwünscht gewesen.

Die erste Auflage war i. J. 1889 erschienen, dieser zweiten haften noch Schlacken aus jener Zeit an; was über optische Eigenschaften gesagt wird, ist z. T. unzureichend, z. T. unnötig, wie z. B. die 8 Interferenzbilder allein für Rutil nach A. v. Lasaulx. Die in Fig. 37 abgebildete Einrichtung zur Vergrößerung der Interferenzbilder wird seit 30 Jahren nicht mehr geliefert. Viele der Abbildungen „nach Hussak" wären entbehrlich oder hätten durch neuere ersetzt werden sollen; Schwierigkeiten, die dem heute entgegenstehen, verkennt Ref. nicht. Immerhin findet man hier viel in gedrängter Kürze übersichtlich zusammengestellt, was man sonst in größeren Werken suchen muß. **R. Brauns.**

F. M. Jaeger: Lectures on the Principle of Symmetry and its applications in all natural sciences. 2. Aufl. Company „Elsevier" — Amsterdam 1920.

Von diesem vortrefflichen Werk, das erst vor zwei Jahren erschienen war, ist schon eine zweite Auflage notwendig geworden, ein Zeichen für den Anklang, den es gefunden hat. Wesentliche Änderungen sind nicht vorgenommen worden, die Zahl der Textfiguren ist von 170 auf 173 erhöht worden. Wegen seines Inhaltes kann auf die Besprechung in dies. Centralbl. 1918, p. 324, verwiesen werden. Die Ausstattung ist hervorragend gut, der Preis wird in der Ankündigung zu 6 Dollar angegeben. **R. Brauns.**

Dr. **Alfons Lehner**: Tafeln zum Bestimmen der Mineralien mittels äußerer Kennzeichen. 8^0. 72 p. Berlin u. Leipzig 1921. Vereinigung wissenschaftl. Verleger. Preis 10 Mk.

Zur Bestimmung der Mineralien werden hier herangezogen: Glanz, Farbe, Strich, Härte, Dichte, Spaltung, Kristallsystem mit Form der Kristalle und Aggregate, nicht aber chemisches Verhalten, Prüfung mit dem Lötrohr, Schmelzbarkeit, oder irgendwelche mikroskopische oder optische Untersuchung. Die Angaben über die Form mit solchen über das Vorkommen füllen die Hälfte der Tafeln, es ist aber nicht ratsam, Kristalle zur Härtebestimmung

zu benutzen, da sie bald abgenutzt wären, auch die größte Sammlung das Material nicht hergeben könnte. Zur Bestimmung derber Mineralien ist einfache chemische oder mikroskopisch-optische Prüfung doch unerläßlich. Wer mit diesen Tafeln, so gut sie sonst im einzelnen durchgearbeitet sind, derbe Mineralien zu bestimmen versucht, wird bald scheitern. **R. Brauns.**

Carl Hintze: Handbuch der Mineralogie. Erster Band, 19. Lieferung. Der ganzen Reihe 31. Lieferung. Mit 54 Abbild. im Text. 160 p. Herausgegeben unter Mitwirkung zahlreicher Fachgenossen von Dr. Gottlob Linck. Berlin u. Leipzig 1921. Vereinigung wissenschaftl. Verleger.

Hintze hat bei seinem Tode das groß angelegte Handbuch unvollendet hinterlassen, die letzte Lieferung war 1916 erschienen; es war zu befürchten, daß dieses einzig dastehende Werk ein Torso bleiben werde. Mit um so größerer Befriedigung ist das Erscheinen dieser neuen Lieferung zu begrüßen; bei der Tatkraft und Umsicht des Herausgebers ist zu erwarten, daß das Handbuch trotz aller sonstigen, durch die Zeitverhältnisse bedingten Schwierigkeiten zu gutem Ende geführt werde; dafür bürgt auch die Verbindung des Herausgebers mit zahlreichen Fachgenossen, wozu Hintze sich nicht hatte entschließen können. —

In der vorliegenden Lieferung werden die Spinelle mit Chrysoberyll und Borate behandelt; der Namen des jeweiligen Bearbeiters wird am Schluß der Gruppe angegeben. Die beigegebenen Abbildungen gehen ohne Grund über die früher eingehaltene Größe z. T. erheblich hinaus und lassen ihre Herkunft nicht ohne weiteres erkennen. Es wäre doch ratsam, unter jede Figur den Namen des Minerals und des Verfassers zu setzen, aus dessen Abhandlung sie stammt, und nicht über die Größe des Originals hinauszugehen.

R. Brauns.

C. Doelter: Handbuch der Mineralchemie. Bd. II, 14. Dresden u. Leipzig, Verlag von Theodor Steinkopff. 1920.

Die neue Lieferung bringt die Fortsetzung der Zeolithe, sodann die Kalknatronfeldspate, wobei die Möglichkeiten des Vorkommens von Carniegitbeimengungen in Feldspaten und ihre Wirkungen besprochen werden.

Einige Druckfehler sind übersehen worden; das Umwandlungsprodukt von Melilith ist Deeckeit genannt worden, nicht Deekit; es ist gedruckt Mellilith statt Melilith. Die Formel für Deeckeit ist nach Soellner: $(H, K, Na)_2 . (Mg, Ca) . (Al, Fe)_2 (Si_2O_5)_5 . 9 H_2O$; nicht: $(H, K, Na) . (Mg, Ca) (Al, Fe) . 2 (Si_2O_5)_5 \; 9 H_2O$.

Die Literatur ist bis auf die neueste Zeit berücksichtigt worden.

R. Brauns.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Die Erdbeben Ostafrikas.

Von **E. Krenkel** in Leipzig.

Mehrere in Ostafrika erlebte Erdbeben veranlaßten mich, möglichst umfangreiches Material über ihre Verbreitung und Häufigkeit in Deutsch- und Britisch-Ostafrika wie in den angrenzenden Gebieten zu sammeln. Bedauerlicherweise sind die während des Krieges in Deutsch-Ostafrika selbst zusammengebrachten Aufzeichnungen in Feindeshand gefallen. Diese waren geschöpft aus den Bebenmeldungen des Wetterdienstes und vor allem aus Notizen und mündlichen Berichten der deutschen Ansiedler, unter denen besonders die meist lange Zeit in der Kolonie an ein und demselben Orte ansässigen Missionare gute und überraschend zahlreiche Auskünfte geben konnten. Wieder nach Deutschland zurückgekehrt habe ich versucht, durch einen, allerdings oft nicht zum gewünschten Ziele führenden Briefwechsel mit den heimgekehrten Kolonisten das Verlorene soweit wie möglich zu ergänzen. Die Ergebnisse der Bearbeitung dieser Quellen, zu denen noch die in der geographischen und geologischen Literatur verstreuten wenigen Nachrichten kommen, mögen hier in Kürze angegeben werden[1].

Montessus de Ballore äußerte noch 1906 in seinem Werke „Les tremblements de terre“ die Ansicht, daß Ostafrika sehr erdbebenarm sei. Was bis zu diesem Jahre wissenschaftlich über die Beben Ostafrikas nutzbar zu machen war, berechtigte vielleicht zu dieser Annahme, wenn auch der tektonische Bau dieser weiten Länderstrecken schon starken Zweifel an ihrer geringen Seismizität hätte erwecken müssen. Erst die für die Jahre 1909—1912 in den „Mitteilungen aus den deutschen Schutzgebieten“ bei den meteorologischen Beobachtungstabellen veröffentlichten, nur allzu kurzen und wenig beachteten Bebenmeldungen bahnten eine Änderung der Ansicht über die geringe Bebenhäufigkeit in Deutsch-Ostafrika an, und brachten eine wesentliche Bereicherung des bisher so farblosen Bildes. Dr. Castens, dem die amtlichen Bebenmeldungen

[1] Für die ausführliche Darstellung mit den Quellangaben, die hier weggelassen sind, sei auf die in den Sitzungsberichten der Sächs. Akademie der Wiss. zu Leipzig erscheinende Arbeit über „Tektonik, Vulkanismus, Erdbeben und Schwereanomalien der Störungszonen Ostafrikas“ hingewiesen. Sie enthält auch eine Reihe von Karten, die sich auf dieses Thema beziehen.

der Kolonie in Daressalam zuflossen, versuchte auf sie gestützt, zum ersten Male im „Pflanzer“ einen Überblick über die Erdbebenhäufigkeit bestimmter Gebiete des Landes zu geben. Er ging jedoch von einem sehr einseitigen, den geologischen Bau fast gar nicht berücksichtigenden und deshalb zu falschen Schlüssen führenden Einteilungsprinzip aus. Das von mir bearbeitete Beobachtungsmaterial — so lückenhaft es auch aus vielen Gründen sein muß — zeigt nun in klaren Zügen, daß ganz Ostafrika von Beben heimgesucht wird, daß einzelne Landflächen sehr bebenreich sind, ja daß es innerhalb dieser engere Gebiete gibt, die zu den am häufigsten erschütterten der Erde gehören.

Ostafrika wird von drei bedeutsamen Störungszonen durchzogen. Diese sollen weiterhin als die westliche — mit Njassa-, Rukwa- und Tanganjika-Graben und dessen nördlicher Verlängerung —, die mittlere — mit dem Großen Graben, der Großen Bruchstufe usw. — und die östliche — mit dem Hochlandsanstieg, seiner tektonischen Fortsetzung und seinen Vorbrüchen, — bezeichnet werden. Eine vierte, weniger bedeutende Störungszone ist durch Zusammenfassung von geologischen und seismischen Beobachtungen und durch die Gestaltung der Dichte-Isanomalen wahrscheinlich gemacht. Sie zieht dem Westufer des Viktoria-Sees entlang in den großen Granitschild des inneren Hochlandes hinein, ungefähr in Richtung auf Tabora. Der Bau aller dieser Störungszonen kann hier nicht besprochen werden. Für alle aber läßt sich die tektonische Entstehung einwandfrei nachweisen. Wegen der für diese bezeichnenden Einzelheiten verweise ich auf die angeführte Arbeit.

Mit den zuerst genannten drei langgestreckten Störungszonen sind drei, sehr verschieden große Gebiete junger vulkanischer Tätigkeit auf das engste räumlich und genetisch verknüpft.

Auf diese Störungszonen und vulkanischen Gebiete können alle Erderschütterungen Ostafrikas, die mitunter die Intensität erdumlaufender Beben entwickeln, als ihre Herde zurückgeführt werden —, kleine lokale Beben ausgenommen, die hier beiseite gelassen sind.

Zu der, schon durch das Zusammenfallen von Tektonik und Vulkanismus gegebenen höheren geologischen Einheit dynamischer Äußerungen tritt als drittes Element naher Verwandtschaft nun die seismische Tätigkeit der gleichen Gebiete. Diesem Dreiklang einen sich als vierter Ton die in diesen selben wiederum auftretenden Dichteanomalien. Tektonik und Vulkanismus, Erderschütterungen und Schwerestörungen geben in Ostafrika eine in sich untrennbar vereinte geologische Kräftegruppe erster Ordnung. — —

Für Deutsch-Ostafrika lassen sich nun im einzelnen drei Hauptgebiete vulkanischer und vier Hauptgebiete tektonischer Beben unterscheiden.

Die Gebiete vulkanischer Beben.

Die Gebiete vulkanischer Erschütterungen schließen sich an die jungen Eruptionszentren der Kolonie an, als deren bedeutendste Vertreter Kilimandjaro und Meru, die Virunga- und Konde-Vulkane bekannt sind. Ihre seismischen Äußerungen stehen hinter denen der tektonischen Störungszonen weit an Zahl wie Wirkung zurück.

Die für Deutsch-Ostafrika von mir ausgeschiedenen vulkanischen Beben sind einmal in dem erweiterten Sinne zu verstehen, daß man sie als durch, auf der Erdoberfläche selbst nicht unmittelbar nachweisbare vulkanische Ereignisse verursacht auffaßt. Sie entspringen in Gebieten, wo sich tiefgreifende Störungen der Kruste und vulkanische Erscheinungen genetisch nicht trennbar und im Raume auf kleine Flächen beschränkt zusammenfinden. Es sind tektovulkanische Beben. In allen durch eine enge Vergesellschaftung von Tektonik und Vulkanismus ausgezeichneten Gebieten entstehen sehr empfindliche und besonders regsame, gesetzmäßig umgrenzte Schütterregionen. Die Konde-Vulkane, die mannigfaltigen Vulkanbauten der mittleren Störungszone mit ihrem unruhigen Umlande sind Zeugen für diese tektovulkanischen Beben. Neben ihnen finden sich zum andern, jedoch in einer starken Minderheit, auch rein vulkanische Beben im engeren Sinne des Wortes, die mit sichtbaren Ausbrüchen naher Vulkane in Verbindung stehen und von ihnen allein erregt werden. Es geht nicht an, den Vulkanismus als Erdbebenerreger zu leugnen, wie es nicht selten das Bestreben in der, einem aktiven Vulkanismus meist abholden Zeit ist.

Kilimandjaro-Meru-Schütterkreis. Nachrichten über Erderschütterungen aus diesem Gebiete gehen bis in die neunziger Jahre des vorigen Jahrhunderts zurück, und lassen sich bis in die neueste Zeit fortführen. Ausführlichere Schilderungen liegen von zahlreichen Missionen an beiden Vulkanen vor. Einzelne Beben am letzteren scheinen mit einer gesteigerten Tätigkeit dieses im Solfatarenstadium befindlichen Vulkans zusammenzufallen. Alle Beobachtungen deuten mit ausreichender Sicherheit darauf hin, daß hier ein enger begrenztes, an Beben tektovulkanischer Natur reiches Gebiet vorliegt. Das nahe benachbarte Pare-Usambara, die im Süden anliegende Steppenniederung, spürt von den meisten dieser stoßförmigen Beben nichts mehr. Als Ursachen dieser mögen magmatische Vorgänge im Untergrunde der vulkanischen, von Brüchen annehmbarerweise durchsetzten Gegend angesehen werden. Neben den tektovulkanischen Beben wird dieses Schüttergebiet sicher des öfteren von tektonischen durchlaufen, die überwiegend aus der östlichen Störungszone herzurühren scheinen, zum kleineren Teile auch aus der mittleren.

Die in diesem Schütterkreise auftretenden Beben erreichen Stärkegrade, die dazu Veranlassung gaben, feste niedrige Steinhäuser mit Schutzeinrichtungen zur Verhütung schwerer Be-

schädigungen zu versehen, z. B. mit sogenannten Erdbebenschutzkränzen, die zwischen Erdgeschoß und Dachstuhl zum Zusammenhalt der Mauern eingebaut werden.

Schütterkreis der Virunga-Vulkane. Der geringen und späten europäischen Besiedelung entsprechend fließen hier die Quellen spärlich. Vulkanische Beben sind vor allem an die beiden noch tätigen Schlote der Virunga, an Namlagira und Niragongo, geknüpft. Deutlich wird der Zusammenhang zwischen Vulkanismus und Erschütterungen besonders bei einem heftigen Ausbruche, der unfern der Nordküste des Kiwu-Sees in der Nacht vom 4. zum 5. Dezember 1912 einsetzte und in unverminderter Stärke bis zum Januar 1913 anhielt. Es bildete sich am Südfuß des Niragongo ein neuer parasitärer Krater, der Aschen und Laven förderte. Während des Ausbruchs nun wurde eine Reihe mehr oder weniger heftiger Erdbeben beobachtet, die sich nach dem Februar 1913 zu an Zahl langsam verminderten und an Stärke abnahmen. Vor dem Beginn des Ausbruches wurden auf der nur 20 km entfernten Station Kissenji keinerlei Erdbewegungen verspürt, welche diese dagegen während und nach dem Ausbruche deutlich wahrnahm. Die stärksten Erschütterungen beschränkten sich durchaus auf die kurze Periode der Aktivität des neuen Niragongo-Parasiten.

Während dieses Ausbruches des „Katerusi-Kegels“ wurden einzelne Beben auch bis weit nach Ruanda hinein verspürt. Sie können unbedenklich als von ihm ausgehend betrachtet werden. Ruasa, rund 65 km vom Eruptionszentrum gelegen, Kigali in rund 110 km Entfernung von diesem sind als Meldeorte für vulkanische Beben vom 26., 27. und 28., bezw. vom 25. Dezember 1912 zu nennen. Im Monat Dezember 1912 ist dagegen aus der sonst sehr bebenreichen, nahe benachbarten westlichen Störungszone (aus dem Russissi-Tal und vom nördlichen Tanganjika-See) kein einziges Beben gemeldet.

Auch von den beiden andern Gruppen der Virunga sind Erschütterungen bekannt. Unsicher ist jedoch noch, ob es sich in ihnen um das ganze Vulkangebiet berührende Vorgänge handelt oder um nur lokal begrenzte.

Die Größe des makroseismischen Schüttergebietes der von den Virunga ausgehenden vulkanischen Beben ist als nicht gering zu veranschlagen, wenn auch vorläufig nur roh zu schätzen. Wurden doch in Mujaga in Urundi, 250 km vom neuen Krater entfernt, und an andern Orten dieser Landschaft in der Tätigkeitszeit dieses Parasiten häuserbeschädigende Erdbeben festgestellt, begleitet von „hörbaren Vulkanknallen“.

Bemerkt sei hier, daß Ruanda sehr erdbebenreich zu sein scheint; nur läßt sich noch nicht feststellen, um welche Art von Beben es sich handelt. Jedenfalls liegt Ruanda im Einflußbereich der westlichen Schütterellipse und des Karagwe-Herdes am Viktoria-See.

Schütterkreis der Konde-Vulkane. Die Landschaften am Nordende des Njassa-Sees sind sehr bebenreich. Sie werden in verschiedenen Richtungen von wichtigen tektonischen Linien durchzogen, an denen sich die Konde-Vulkane emportürmten. Ihre nähere Umgebung ist äußerst reich an Erschütterungen. Jedoch läßt sich hier vor allem ohne Hilfe feinfühlender Apparate eine befriedigende Scheidung zwischen tektonischen und vulkanischen Beben noch nicht (wenn überhaupt) vornehmen. Trotzdem weisen manche makroseismischen Beobachtungen darauf hin, daß neben den zahlreichen tektonischen Beben dieses Gebietes auch vulkanische auftreten. Die Form des Schüttergebietes vor allem ist es, die auf den vulkanischen Ursprung gewisser Erdbeben hinweist. Diese zeigt sich als Schütterkreis beschränkten Umfanges, und weicht durch diese Gestaltung deutlich von der langgestreckten Schütterbahn der tektonischen Beben im gleichen Gebiete ab.

Das Beben vom 12. Mai 1912 zwischen 1^{h} 30 und 2^{h} p. m. spiegelt einen solchen Schütterkreis wieder. Es wurde bemerkt in Mbosi, Rusiwa, Brandt, Kidugalla, Tandala, Jakobi, Milow, Peramiho, Ssongea, Kigonsera, Isoko, Rutenganio. Eine sehr ähnliche Erschütterungsfläche zeigte das Beben vom 28. Februar 1909, gegen 11 Uhr Nachts, das sich vor allem in den Stationen um die Konde-Vulkane am heftigsten äußerte, in Neu-Langenburg z. B. sehr heftig mit drei Stößen.

Die Gebiete tektonischer Beben.

Die Gebiete tektonischer Beben in Ostafrika schließen sich an die unterschiedenen tektonischen Störungszonen eng an. Die westliche, mittlere und östliche Störungszone sind Geburtsstätten erschütternder Bewegungen; zwischen sie jedoch sind herdfreie Zwischenstücke eingeschaltet. In enger begrenzten Streifen dieser sehr ausgedehnten tektonischen Zonen sind die verschiedenen tätigen Haupt- und Nebenherde der Mehrzahl der ostafrikanischen Beben zu erblicken, die sich nach der Stärke und Häufigkeit ihrer Äußerungen, nach der Größe des von ihnen erregten Landes im einzelnen stark unterscheiden.

Das Schüttergebiet der tektonischen Beben besitzt — im scharfen Gegensatze zu dem vulkanischer Beben mit seinem mehr oder weniger dem Kreise angenäherten, nach einzelnen Seiten dabei oft ausgelappten Umriß — eine langgestreckte Gestalt, die als Schütterellipse zu bezeichnen ist. Solche Schütterellipsen sind besonders charakteristisch entlang der westlichen Störungszone ausgebildet. Sie zeigen für manche makroseismischen Erschütterungen im großen Durchmesser eine Länge von 1400 km innerhalb Deutsch-Ostafrikas, sind aber wahrscheinlich noch über dieses Riesenmaß nach Norden und Süden um mehrere Hundert Kilometer zu verlängern.

Schütterellipse der westlichen Störungszone. Die größte Zahl von Bebenmeldungen aus Ostafrika überhaupt

entstammt ihrem Bereiche. Sie ist die tätigste Ostafrikas, ja ganz Afrikas, aus der viele verheerende Beben entsprangen.

Das größte Beben der westlichen Störungszone ist bisher das vom 13. Dez. 1910. Ihm folgte ein dichter, allmählich abebbender Schwarm von Nachbeben, die sich über mehrere Monate verteilten. Dieses Beben wurde vom Seismometer in Daressalam aufgenommen (annäherungsweise) um 11^h 41 nach mittlerer Greenwicher Zeit. Als Ortszeit des Bebens im Epizentralgebiet kommt ungefähr 2 Uhr nachmittags in Betracht. Das Beben vom 13. Dez. 1910 wurde in ganz Deutsch-Ostafrika bemerkt, also auf einem Flächenraum von zwei Malen der Größe Deutschlands. Über die deutsche Kolonie hinaus liegen Meldungen aus Britisch-Ostafrika, dem östlichen Kongostaate und Nord-Rhodesien vor. In Deutsch-Ostafrika wurde diese Erderschütterung am stärksten verspürt von Udjidji am mittleren Tanganjika-See angefangen über den Rukwa-Graben hinweg zum nördlichen Njassa-See. Fast alle europäischen Stationen in diesem ausgedehnten Gebiete bezeugen ihre verheerenden Wirkungen und minutenlange Dauer. Bei sehr vielen von ihnen wurden sämtliche Steinhäuser mehr oder weniger schwer beschädigt oder stürzten sogar ganz ein. Ausführliche Schilderungen aus verschiedenen Orten belehren uns über die schweren Schäden; besonders Bischof Huys von Baudouinville (Mission am westlichen Ufer des Tanganjika) gab ein trauriges Bild der Verheerungen auf seiner Station. Zerstörend war außerhalb des oben genannten Gebietes das Beben bemerkenswerterweise auch in Madibira in Uhehe; nicht unwahrscheinlich ist es, daß sich an gewissen, bisher nur gemutmaßten strukturellen Linien am Ostrande des noch problematischen Ruaha-Mpangali-Grabens latente Spannungen auslösten und so zur Vernichtung Madibiras beitrugen. Das Beben vom 13. Dezember wird weiterhin als stark bezeichnet im ganzen zentralen Schild aus archäischem Fundamentalgranit, z. B. in Urambo, Ipole, Sikonge, Tabora, Kilimatinde, Mpapua, Dodoma. In Muansa am Viktoria-See äußerte sich das Beben gleichfalls noch stark; hier soll der See wie bei einem Seebeben 10 (?) m angestiegen sein. Ähnliche Beobachtungen über Bewegungen der Wassermassen der großen Seen liegen auch vom Tanganjika-See und von Bukoba am Viktoria-See vor. In Bukoba war die Erschütterung sehr stark, heftiger nach den Zerstörungen als im Granitschild. Die Stärke der Bewegung bei Bukoba läßt sich aus gewissen, bald zu erwähnenden tektonischen Erscheinungen erklären. In allen Küstenstädten am Indischen Ozean war das Beben noch ziemlich stark. Auf den der Küste vorgelagerten Inseln wurde es bemerkt, ebenso am Kilimandjaro und Meru. Britisch-Ostafrika meldet es als nur noch schwach fühlbar; es erreichte hier mindestens die Ugandabahn. Zwischen Sansibar und Durban brachen vier Kabel, eine stärkere Niveauveränderung im küstennahen Untergrund des Indischen Ozeans andeutend.

Das Beben vom 13. Dezember ist nach der Lage der genannten Meldeorte auf einem Flächenraum von mindestens 1 150 000 qkm für den Menschen fühlbar gewesen. Seine Ausdehnung nach Westen zu ist dabei mangels genügender Unterlagen nicht berücksichtigt. Der Radius des makroseismischen Schüttergebietes mag mit 1000 km wohl als noch zu gering eingeschätzt sein.

Die Fläche intensivster Erschütterung verläuft, beurteilt nach den stärksten Zerstörungen an europäisch gebauten, festen Steinhäusern, von Udjidji in der Achse des Tanganjika bis Baudouinville und Karema, biegt von hier zum Rukwa-Graben ein und setzt sich bis in den nördlichen Abschnitt des Njassa-Grabens fort. Es erscheint ratsam, vorläufig nicht von Epizentrallinien — bei deren Konstruktion größte Vorsicht obwalten muß —, sondern besser von einer Epizentralfläche zu sprechen. Diese mag sich vielleicht später mit Hilfe eines (bereits angestrebten) dichten Netzes von Beobachtungsstationen und seismographischer Aufnahmen bei ähnlichen großen Beben in eine Anzahl von Herdlinien auflösen lassen. Eine von diesen wahrscheinlichen Herdlinien könnte von Udjidji über Baudouinville südwärts verlaufen, eine zweite am Abfall des Ufipa-Hochlandes zum Rukwa-Graben nach Südosten. Die vermuteten Herdlinien, die bei allen großen Beben der westlichen Bruchzone in Tätigkeit treten, zeigen eine bemerkenswerte Übereinstimmung in ihrer Lage mit den Gebieten größter Schwereanomalien in der westlichen Störungszone. Sie fallen aber gleichzeitig auch mit den wichtigsten tektonischen Linienbündeln dieser Landstrecken zusammen.

Der tiefste Einbruch im südlichen Tanganjika-Graben (635 m unter den Spiegel des Indischen Ozeans reichend) und die im nördlichen Njassa-Graben vorhandene, weniger bedeutende Absenkung schließen die Gebiete stärkster Erderschütterungen zwischen sich ein. Der tätigste Einzelherd aber der ganzen Tanganjika-Njassa-Epizentralfläche mag zwischen Ufipa-Hochland und Rukwa-Graben liegen, wo gewisse Strecken Landes kaum jemals zur Ruhe kommen. Der geologische Befund widerspricht diesen Annahmen in keiner Weise.

Die Schütterfläche zwischen südlichem Tanganjika- und nördlichem Njassa-Graben umschließt zugleich die tätigsten Herde der ganzen westlichen Störungszone und ganz Ostafrikas. Sie ist der nicht seltene Ausgangspunkt von erdumlaufenden Fernbeben.

Das Beben vom 13. Dezember 1910 — das auf einer 500 km langen Strecke eine Intensitätshöhe von 10—11 der Skala Mercalli-Sieberg erreichte — wäre in dicht bevölkerten, städtereichen Gegenden ohne Zweifel zu einem katastrophalen Ereignis von furchtbarer Wirkung geworden. Die mehrfach ausgesprochene Meinung, daß in großen festländischen Bruchgebieten Fernbeben nicht geboren werden können, ist mit ihm zugleich widerlegt.

Daß heftige Erderschütterungen in der westlichen Bruchzone nicht selten sind, sollen die folgenden kurzen Angaben über solche aus neuerer Zeit zeigen:

In der Nacht vom 28. Februar zum 1. März 1909 kurz vor Mitternacht erschütterte ein starkes Beben das Nordende des Njassa-Sees.

Am 18. Mai 1910 gegen 11^h a. m. durchlief ein lang andauerndes Beben die westliche Störungszone von Ruanda im Norden bis zum Njassa-See.

Auf das Weltbeben vom 13. Dezember 1910 folgte bereits am 3. Januar 1911 ein neues starkes Beben.

Der 24. August 1912 brachte ein Beben von ähnlicher Reichweite wie das vom 18. Mai 1910.

Im September 1915 (die Tagesangabe ist in den Kriegswirren vorläufig verloren gegangen) fand ein sehr starkes Beben im Rukwa-Graben und am Njassa-See statt. Der Turm der Kirche der Herrnhuter Mission in Neu-Langenburg z. B. wurde so schwer beschädigt, daß er abgetragen werden mußte.

Anfang Mai (wohl am ersten) 1919 suchte ein schweres Beben das Njassaland heim; es richtete z. B. in Neu-Langenburg unter den europäisch gebauten Häusern große Verheerungen an; auch andere Stationen wurden schwer beschädigt.

Am 8. Juli 1919 wurde das Land zwischen Rukwa- und Tanganjika-Graben Schauplatz eines sehr starken Bebens, das an zahlreichen Stationen (Galula, Simba, Kate, Kajambi) schweren Gebäudeschaden anrichtete.

Auch aus älterer Zeit wird über schwere Erdbeben berichtet. Verschiedenfach ist die Meinung ausgesprochen worden, daß seit 1909 eine Zunahme heftiger Erschütterungen eingetreten sei.

Alle von der westlichen Störungszone sich ausbreitenden Erdbeben zeigen elliptische, lang in deren meridionaler Haupterstreckung ausgezogene Schütterfelder. Diese Schütterfelder umziehen zum Teile die g a n z e westliche Bruchzone. Zum andern Teile sind sie auf k l e i n e r e Landstrecken innerhalb der ganzen Störungszone bebeschränkt. Beben der ersteren Art sind dasjenige vom 13. Dezember 1910, ferner diejenigen vom 18. Mai 1910 und 3. Januar 1911. Das letztere wurde z. B. beobachtet: in Ruasa in Ruanda, in Usumbura, in Udjidji, wahrscheinlich in Urwira, in Tandala, Simba (hier als starkes Beben, dem am gleichen Tage und in der Nacht zum 4. Januar noch mehrere folgten), in Bismarckburg (stark), in Rutenganio und in Mbosi. Das Hauptbeben zwischen 9 und 10^h vormittags wurde von Vor- und zahlreichen Nachbeben begleitet.

Zu Erschütterungen dagegen, die nur bestimmte Gebiete innerhalb der westlichen Störungszone in Bewegung versetzten, sind zu zählen eine größere Reihe von Beben im nördlichen Teile des Tanganjika-Russissi-Grabens. Hier scheint ein besonderer Herd

vorzuliegen. Ferner eine nicht weniger erhebliche Reihe aus dem Südwesten der Kolonie. So das Beben vom 21. Januar 1912, das sich zwischen dem Norden des Njassa-Sees und dem südlichen Tanganjika und in den östlich benachbarten Landschaften ausdehnte: vom nördlichen Tanganjika liegen dagegen keinerlei Meldungen vom gleichen Tage vor. Meldungen über dieses Beben besitzen wir von folgenden Stationen: Mbosi, Ithaka (?), Emmaberg, Bismarckburg, Utinta, Simba, Karema, Ipole, Kitunda. Herdfläche ist die schon mehrfach erwähnte; nur die ihr zunächst gelegenen Stationen wie Bismarckburg und Simba beobachteten starke Erschütterungen.

Neben Beben aus der westlichen Bruchzone, die eine Reichweite von über 500 km in einer Richtung senkrecht auf die Herdlinie erreichen sowie solchen, die dieses Ausmaß nicht erlangen, finden sich Erschütterungen, die in ihrer Wirkung auf die engere Umgebung einer Station — auf einen Umkreis von höchstens 50 km — beschränkt sind. Deren Zahl ist noch kaum in Ziffern zu fassen. Solche lokale Bewegungen kommen entlang der ganzen Bruchzone vor. Sie häufen sich besonders im Bereiche der Landbrücke zwischen den beiden großen Grabenseen. Ihre Auslösung beruht auf Verschiebungen an kleineren tektonischen Linien der Bruchzone.

(Schluß folgt.)

Über die zoogeographischen Beziehungen der Land- und Süßwassermollusken des europäischen Tertiärs.

Eine Entgegnung an Herrn P. Oppenheim.

Von **W. Wenz.**

(Schluß.)

Ohne die genaue Kenntnis der auf die Anatomie gegründeten systematischen Zusammenhänge der lebenden Formen ist aber auch eine Würdigung der Systematik der fossilen nicht mehr möglich, und ohne Beherrschung der Systematik läßt sich keine Zoogeographie treiben. Die gebührende Berücksichtigung dieser Tatsache ist es, die wir, C. Boettger und ich, vor allem anstreben.

Daß Herrn Oppenheim die Bedeutung der Fortschritte auf diesem Gebiet in den letzten Jahrzehnten noch nicht voll aufgegangen ist, zeigt seine Berufung auf Paul Fischer (p. 303). Er zitiert gerade die Stelle aus dessen Manuel de Conchyliologie, die so deutlich den Abstand von damals und heute erkennen läßt und heute durchaus keine Geltung mehr besitzt. Für Fischer ließ der anatomische Bau des Genitalapparates der Heliciden in seiner mannigfaltigen Ausbildung nur ein Bild der Verwirrung aufkommen. Dem genialen Blick Pilsbry's ist es inzwischen gelungen, das Chaos zu entwirren und darauf unter Berücksichtigung der übrigen Merkmale eine wohlgegründete Systematik aufzubauen, die im

einzelnen wohl noch des Ausbaus bedarf, in ihren Grundzügen aber jedenfalls feststeht. War Fischer's Werk damals eine bedeutende Leistung, so ist es in systematischer Hinsicht, ganz besonders was die Heliciden betrifft, völlig veraltet. Während diese Familie, die bei Fischer außer den Heliciden im heutigen Umfang noch eine Anzahl heterogener Gruppen umfaßt, hier auf zwei Seiten abgehandelt wird, umfaßt sie bei Pilsbry eine größere Anzahl von Bänden, von denen einer (Vol. IX) nur zur Einführung in diese Gruppe dient.

Wie sehr Herr Oppenheim noch in den Anschauungen der Boettger'schen Schule befangen ist, tritt auch darin deutlich hervor, daß ihm der „logische Zusammenhang" in meiner Bemerkung über die Ursachen der Vernachlässigung der Systematik der tertiären Binnenmollusken nicht aufgegangen ist. Es handelt sich kurz gesagt darum, daß dieser Forschungszweig durch die Theorie O. Boettger's in eine Sackgasse gelangt war, aus der niemand mehr ein noch aus wußte, zumal die Bearbeiter der tertiären Binnenmolluskenfaunen der damaligen Zeit in starker Abhängigkeit von den Anschauungen O. Boettger's standen und bei den meisten Arbeiten eines Klika, Andreae u. a. O. Boettger nachweislich Pate gestanden hat.

Herr Oppenheim geht aber noch einen Schritt weiter als Sandberger und O. Boettger, wenn er (p. 301) der Meinung beitritt: „Es schien im höchsten Grade unwahrscheinlich, daß Landschnecken auf Inseln, an deren Strande ein tropisches Meer brandete . . . unverändert ihre Entwicklung bis zu der so ganz anderen Gegenwart heraufgeführt haben sollten". Und doch gibt es meiner Meinung nach, die übrigens auch von Sandberger und O. Boettger geteilt wurde, zahlreiche solche Formen. Um nur einige Beispiele zu nennen, verweise ich auf die Gattungen *Azeca*, *Cochlicopa*, *Torquilla*, *Orcula*, *Pomatias*, *Testacella*, die heute typisch paläarktische Formen sind und auf andere Gruppen wie *Janulus*, *Craspedopoma*, *Plebecula*, *Hemicycla*, die ihre einzigen lebenden Vertreter heute auf Madeira, bezw. den Canaren haben. Viele gehen bis ins Eocän zurück und manche dieser Gruppen sind heute vorwiegend Bewohner des alpinen Gebiets. Auch Herr Oppenheim ist ursprünglich zweifellos anderer Ansicht gewesen, wenn er in seinen Arbeiten über das Vicentiner Eocän seine *Patula resurrecta* mit *alpestris*, *Paracraticula umbra* (die ich übrigens mit von Moellendorf für eine Enneide halte) mit *Craticula catathiscus* Lowe vergleicht, eine *Acme*, ein *Pomatias* beschreibt, für einen Teil der Clausiliiden paläarktische Verwandte angibt, und auch die Buchsweiler *Pomatias Sandbergeri*, *Cionella formicina*, *Azeca Boettgeri*, mit entsprechenden Paläarkten, ja sogar die beiden letzteren mit noch heute in Deutschland lebenden Arten vergleicht. Ich kann mir nicht recht vorstellen, was Herrn Oppenheim veranlaßt haben könnte, diesen seinen früheren Standpunkt heute völlig aufzugeben.

Wenn aber für diese Formen, wie ich glaube, die Verwandtschaftsbeziehung mit den heute im paläarktischen Gebiet lebenden Arten sichergestellt scheint, warum sollte das nicht für einen großen Prozentsatz der übrigen tertiären Formen gelten, bei denen die Zusammenhänge vielleicht weniger augenfällig erscheinen, weil sie im Laufe ihrer Entwicklung stärkere Veränderungen erlitten haben. Denn zweifellos müssen wir berücksichtigen, daß die tertiären europäischen Formen z. T. unter tropischen bis subtropischen Verhältnissen gelebt haben, und wenn sich ihre Nachkommen den heutigen klimatischen Verhältnissen anpassen konnten, so geschah dies eben in den allermeisten Fällen nicht ohne mehr oder minder bedeutende Veränderungen. Daß bei Tieren, die unter tropischen Verhältnissen lebten, auch tropische Charaktere ausgebildet waren, was auch in dem Bau der Schale zum Ausdruck kommt, ist klar. Gerade diese Tatsache muß aber auch bei der Suche nach ihren heutigen nächsten Verwandten insofern Berücksichtigung finden, als man sich nicht durch ähnliche, auf konvergenten Erscheinungen bei den heute lebenden Tropenformen beruhende Charaktere allein bestimmen lassen darf, diese miteinander in Beziehung zu setzen. Übrigens habe ich schon früher darauf aufmerksam gemacht, daß diese tropischen Charaktere bei unseren tertiären Binnenmollusken nicht einmal besonders stark in Erscheinung treten, was vielleicht damit zusammenhängt, daß das Klima der Alttertiärzeit hier wohl tropisch, aber infolge des insularen Charakters nicht extrem trocken war.

Andererseits dürfen wir erwarten, daß mit dem Schwinden der tropischen Verhältnisse allmählich auch die tropischen Charaktere mehr und mehr zurücktreten, also z. B. die rezenten Leucochroen eine weniger dicke und weniger verengte Schale haben als ihre Vorfahren, die *Dentellocaracolus* des Alttertiärs.

Nochmals muß ich mich hier gegen die Unterstellung verwahren, als ob ich jeglichen tropischen oder außereuropäischen Beziehungen der tertiären europäischen Binnenmollusken ablehnend gegenüberstände und finde es unverständlich, wie Herr Oppenheim (p. 301) zu dieser Behauptung kommt, nachdem ich gerade in der von ihm herangezogenen Arbeit über die Hochheimer Fauna, auf eine größere Anzahl von Fällen auch unter den Hochheimer Arten hingewiesen habe, wo solche Beziehungen zu außereuropäischen lebenden Formen bestehen. Zudem habe ich eine, wie ich annehmen darf, ziemlich ins einzelne gehende Untersuchung über die Gattung *Strobilops*[1] gerade zu dem Zweck ausgeführt, um den Nachweis zu erbringen, daß die tertiären europäischen Vertreter dieser Gruppe aufs engste mit den lebenden amerikanischen und asiatischen Arten verwandt sind. Das hierbei eingeschlagene Verfahren, ganze Gruppen und Reihen auf ihre verwandtschaftlichen Beziehungen zu unter-

[1] N. Jahrb. f. Min. etc. 1915. II. p. 63—88.

suchen, wie ich das u. a. für die Gattung *Klikia*, *Vertigo callosa*, und die Gruppe der *Cepaea eversa-nemoralis* durchgeführt habe, halte ich für den aussichtsreichsten Weg, um Klarheit in die Frage der Verwandtschaftsbeziehungen zu bringen und für viel erfolgversprechender als die Untersuchung einzelner Formen. Vieles dürfen wir auch noch von einer genaueren Untersuchung der canarischen und maderensischen Binnenmolluskenfaunen erwarten, die wir als ein Relikt unserer oligocän-miocänen Binnenmolluskenfauna auffassen müssen. Das hat Sandberger in einzelnen Fällen bereits erkannt, auch Oppenheim hat darauf hingewiesen, und auch ich selbst habe eine Reihe neuer Beziehungen festgestellt.

Endlich habe ich darauf hingewiesen, daß auch die zoogeographischen Verhältnisse der lebenden Binnenmolluskenfaunen imstande sind, uns wichtige Fingerzeige für die Verwandtschaftsbeziehungen der tertiären Formen zu liefern. Auch dagegen wendet sich Herr Oppenheim (p. 305). Zurückweisen muß ich zunächst seinen Versuch, andere Tiergruppen mit den Binnenmollusken in zoogeographischer Hinsicht in Parallele zu setzen und zur Widerlegung meiner Ansicht zu benutzen. Es ist heute eine ganz allgemein anerkannte Tatsache, daß sich die einzelnen Tiergruppen in zoogeographischer Hinsicht recht verschieden verhalten, was hier nicht berücksichtigt wird. Auch O. Boettger hat das in seinen Kontroversen außer acht gelassen. Es ist keine Frage, daß sich die hier angezogenen marinen Mollusken und ebenso die Säugetiere ganz anders verhalten als die Binnenmollusken. Es würde zu weit führen, im einzelnen darzulegen, warum die Binnenmollusken für unsere Untersuchungen besonders günstige Verhältnisse bieten. Man möge darüber besonders in Kobelt's „Studien zur Zoogeographie“ und dessen Spezialarbeiten aus diesem Gebiet nachlesen. Nicht verschweigen aber möchte ich, daß gerade Kobelt, der doch wohl als ein ausgezeichneter und berufener Kenner dieses Gebiets gelten darf, unsere Anschauungen voll und ganz geteilt hat und auch die Anregungen zu C. R. Boettger's Untersuchungen über die Verwandtschaftsbeziehungen der tertiären und lebenden Heliciden gab. Daß auch ein so vortrefflicher Kenner der tropischen Binnenmollusken wie O. v. Moellendorf unseren Standpunkt teilte, darauf hat bereits C. Boettger hingewiesen. Mehr und mehr bricht sich heute die Erkenntnis Bahn, daß auch die gesicherten zoogeographischen Ergebnisse geeignet sind, Licht auf die Verwandtschaftsbeziehungen fossiler Binnenmolluskenformen zu werfen. In einer neueren Untersuchung über „Physa prinsepii“ hat Annandale denselben Weg eingeschlagen[1]: „In identifying fossils, therefore, it is necessary to rely on comparison with recent species of known anatomy and on geographical considerations“.

[1] Rec. Geol. Surv. India. 51, 1. 1920. p. 51.

Es ist unnötig, darauf hinzuweisen, daß hierbei natürlich nur gesicherte zoogeographische Ergebnisse verwendet werden dürfen und nicht mehr oder weniger unverstandene statistische Kompilationen, die neuerdings gelegentlich dafür ausgegeben werden, aber nur geeignet sind, auch der ernsten Forschung zu schaden. Leider ist heute noch nicht allgemein die Erkenntnis durchgedrungen, daß sich Zoogeographie nicht rein statistisch betreiben läßt, sondern daß dazu auch die genaue systematische Kenntnis der behandelten Formen gehört.

Ich möchte hier nur ein Beispiel für die Bedeutung des zoogeographischen Moments anführen. Die große und formenreiche Familie der Heliciden, so wie wir sie heute systematisch abgrenzen (*Belogona siphonadenia* PILSBRY's) und welche die Subfamilien: Helicodontinae, Hygromiinae, Campylaeinae, Helicinae, Leptaxidinae, Helicellinae und Geomitrinae umfaßt, ist rein paläarktisch und reicht im Osten nur bis Vorderasien. Es gibt keine tropischen Heliciden. Damit findet auch die Frage (p. 307) ihre Beantwortung, warum bei den Heliciden die Verhältnisse anders liegen als bei anderen Formen. Alles, was man früher von tropischen asiatischen und afrikanischen Formen hierhergestellt hatte, hat sich im Laufe der Zeit als anatomisch nicht hierher gehörig erwiesen. Noch vor kurzem konnte PILSBRY im ersten Teil seiner umfassenden Bearbeitung der Binnenmolluskenfauna des Kongogebiets[1] durch die anatomischen Untersuchungen nachweisen, daß die früher zu den Fruticicolen gestellten mittelafrikanischen Formen in Wirklichkeit Eulotiden und mit asiatischen Formen verwandt sind. Wo anders werden wir die Vorläufer der Heliciden in erster Linie suchen müssen als im europäischen Tertiär. Andererseits können wir bei Gruppen, wie bei der Vertiginidengattung *Leucochilus*, deren Verbreitung sich heute über alle Erdteile außer Europa erstreckt, mit einer gewissen Wahrscheinlichkeit darauf rechnen, daß sie im Tertiär auch bei uns vertreten war.

Herr OPPENHEIM möchte mich in der Frage der Verwandtschaftsbeziehungen der tertiären Binnenmollusken zu einem Verzichtstandpunkt bringen (p. 305), zu einem Ignoramus und Ignorabimus. Ich kann dem nicht Folge geben, weil es den Tod jeder Wissenschaft bedeutet. Zudem würde dasselbe ja für alle fossilen Tiergruppen gelten müssen, deren Anatomie wir nicht mehr festzustellen imstande sind. Seltsam aber berührt es, wenn dort, wo ich wirklich einmal notgedrungen zu einem solchen Verzicht auf Erklärung kommen muß, bei der Gattung *Strophostoma*, weil ich ebensowenig wie irgend jemand vor mir eine nähere Verwandtschaftsbeziehung dieser Form ausfindig machen kann, Herr OPPENHEIM mir diese Stellungnahme

[1] A Review of the Land Mollusks of the Belgian Congo ... Bull. American Mus. Nat. Hist. 40, 1. 1919.

zum Vorwurf macht. Man wird eben auch gelegentlich mit der Tatsache zu rechnen haben, daß die eine oder andere Gruppe auf europäischem Boden entstanden und hier bis zu ihrem Erlöschen endemisch geblieben ist. Auch scheint mir Herr Oppenheim nicht gut beraten gewesen zu sein, wenn er mit Schlagworten wie „theoretischer Nihilismus“ operiert, die lediglich einer gewissen Gereiztheit entspringen, welche mit dem behandelten Thema untrennbar verbunden zu sein scheint. Es will mir nicht einleuchten, daß durch solche mehr oder minder persönlich gemeinten Schlagworte eine Förderung der Wissenschaft erreicht wird, die doch unser beider Ziel bildet; und dann möchte ich anderen die Entscheidung darüber überlassen, ob man die von mir geforderte vorurteilslose Prüfung der Verwandtschaftsbeziehungen mit allen uns heute zu Gebote stehenden Hilfsmitteln, zu denen ich (und auch andere) auch die Zoogeographie rechne, oder den Verzichtstandpunkt des Ignoramus und Ignorabimus als Nihilismus bezeichnen könnte.

Herr Oppenheim wendet sich sodann einzelnen Beispielen zu, die hauptsächlich außerhalb der Heliciden liegen. Er berücksichtigt dabei nicht, daß sich der Streit von Anfang an gerade um diese Gruppe dreht.

Zunächst die Oleaciniden. Herr Oppenheim wendet sich gegen die von Pilsbry und mir vertretene Zuteilung der tertiären europäischen Formen zum Genus *Poiretia*. Die Zuordnung ist nicht „ausschließlich deswegen erfolgt, weil sie, wie *P. algira* in Europa aufgefunden werden“, sondern mit deswegen, weil die Formen des älteren und mittleren Tertiärs durch solche des jüngeren, vor allem des piemontesisch-ligurischen Oberpliocäns mit den heute hier lebenden Arten innigst verknüpft sind. Andererseits zeigt aber die anatomische Untersuchung, daß die lebenden europäischen Arten ein eigenes Genus bilden, dem sonach aus den oben angeführten Gründen auch die tertiären zugeteilt werden müssen.

Folgt man dagegen dem Gedankengange des Herrn Oppenheim, nimmt also an, daß die Verwandtschaftsbeziehungen unserer tertiären Arten „einwandfrei westindische“ sind, das heißt doch nichts anderes, als daß sie näher mit den westindischen Formen verwandt sind als mit den heute bei uns lebenden Poiretien, so bliebe nur die Annahme übrig, daß die tertiären Formen im Pliocän bei uns ausgestorben und dann später, also im Diluvium oder Alluvium neue Formen (doch wohl von Westindien?) in unser Faunengebiet eingewandert sind, sich hier ausgebreitet und von ihren Verwandten anatomisch differenziert haben. Ich kann mir nicht denken, daß diese Theorie bei dem heutigen Stande der zoogeographischen Forschung Anhänger finden wird. Ihr widerspricht vor allem die weite, weder durch Meere noch durch Gebirge behinderte Verbreitung der Gattung bei uns, worauf ich bereits (l. c. p. 38) hingewiesen habe.

Übrigens sind die anatomischen Unterschiede zwischen *Poiretia* und ihren westindischen Verwandten trotz der erwähnten Abweichung

keine so bedeutenden, wie Herr Oppenheim zu glauben scheint und beide bilden zusammen eine engumschriebene und recht einheitliche Familie, wie man in Pilsbry's Manual of Conchology, Vol. XIX, wo auch die anatomischen Verhältnisse eingehend behandelt sind, nachlesen möge, und die Gattung *Poiretia* wird heute nicht „in erster Linie wegen der Schalenähnlichkeit" mit den westindischen Gattungen in eine Familie gestellt, wie Herr Oppenheim meint, sondern wegen der weitgehenden Übereinstimmung im anatomischen Bau. Daraus folgt aber auch, daß selbstverständlich zwischen den europäischen tertiären und lebenden Formen einerseits und den westindischen andererseits weitgehende Verwandtschaftsbeziehungen bestehen, worauf ich ebenfalls l. c. p. 139 hingewiesen habe.

Als zweites Beispiel führt Herr Oppenheim *Metacampylaea rahti* (Thomae) an, die ich mit Pilsbry und C. Boettger zu den Campylaeinen stelle, also als echte Helicide auffasse, während sie nach O. Boettger und P. Oppenheim mit den *Geotrochus* der pazifischen Inseln verwandt sein soll. Hier ist der Unterschied unserer Auffassung in erster Linie in der Methode der Vergleichung begründet, und darauf möchte ich zunächst kurz eingehen. Sandberger und O. Boettger haben fast stets nur die einzelnen tertiären Formen mit den lebenden verglichen. Dieses Verfahren wird in allen den Fällen leicht zu Irrtümern führen, wenn es sich um etwas aberrante Typen handelt, wie sie auch hier vorliegen. Es ist in erster Linie die stark gekielte Schale, die O. Boettger zu seiner Annahme verleitet hat. Durch die starke Kielung ist sekundär auch die Form der Mündung bedingt. Nun kommen gekielte Formen in sehr zahlreichen Gattungen vor (von den Campylaeinen will ich nur unsere einheimische *Helicigona lapicida* L. nennen), deren Formen im übrigen meist gerundete Umgänge besitzen. Ja, wir haben Beispiele dafür, daß selbst bei ein und derselben Art kugelige und scharf gekielte Formen auftreten können. Ein geradezu klassisches Beispiel bietet *Iberus gualtherianus* (L.), das C. R. Boettger in einer durch zahlreiche Abbildungen illustrierten Studie behandelt hat [1], ein anderes, *Murella globularis-platychela-sicana*, auf das Kobelt hingewiesen hat [2]. (Man vergleiche übrigens die stark gekielte Var. Fig. 1 auf ihre natürlich nur äußerliche Ähnlichkeit mit *rahti*, die bereits Sandberger aufgefallen war.)

Will man bei solchen etwas aberranten Formen hinsichtlich der Verwandtschaftsbeziehungen nicht zu falschen Schlüssen kommen, so muß man auch ihre nächsten Verwandten von normalem Bau mit berücksichtigen. Das wird im vorliegenden Fall besonders dadurch erleichtert, daß in Hochheim mit *rahti* zusammen *M. densi-*

---

[1] Die Veränderlichkeit der Schale von *Iberus gualtherianus* L. Ber. d. Senckenberg. Nat. Ges. 44. 1913. p. 183—197.

[2] Bericht über die Senckenberg. Nat. Ges. 1879 80. p. 235 ff. Taf. V.

papillata auftritt und im französischen Oligocän *M. nemoralites* (Boubée). Diese beiden Formen schließen sich schon näher an die Gattung *Galactochilus* an. Warum diese aber zum Campylaeinenstamm zu ziehen ist, hat C. R. Boettger bereits (l. c.) dargelegt, so daß ich darauf nicht zurückzukommen brauche. Auch hier kann ich nur wieder betonen, daß nicht so sehr der Vergleich einzelner Arten als der ganzer Reihen oder auch Gruppen verwandter Formen der Weg ist, der am sichersten zum Ziele zu führen scheint.

Auf *Ventriculus dolium* und *Strophostoma tricarinatum* gehe ich hier nicht ein, da es mir bisher nicht einwandfrei gelungen ist, ihre verwandtschaftlichen Beziehungen zu ermitteln, wie ich das auch l. c. p. 123, 124 zum Ausdruck gebracht habe. Die Gattung als solche ist erloschen und dasselbe gilt für *Strophostoma* und ist auch in der Tabelle in entsprechender Weise zum Ausdruck gekommen.

Weitere Beispiele zieht Herr Oppenheim nicht heran, und doch hätte seine Behauptung, daß die Hochheimer Formen einen hohen Prozentsatz von Formen enthalten, deren Nachkommen heute in den Tropen leben, eine bessere Begründung und zum wenigsten die Namhaftmachung dieser Formen erfordert. Durch das Fehlen dieser Voraussetzung wird eine Diskussion über diesen Punkt unmöglich gemacht.

Was endlich die Gattung *Strobilops* betrifft, so stimmen unsere Anschauungen über Verwandtschaftsbeziehungen und Verbreitung überein. Hier findet nun Herr Oppenheim einen Gegensatz in der Auffassung über das Entstehungs- und Verbreitungszentrum. Ich hatte beiläufig bemerkt, daß sich die Gruppe von Asien aus vermutlich ost- und westwärts ausgebreitet habe, daß also die Einwanderung nach Amerika von Asien her erfolgte. Über die genaue Lage des Verbreitungszentrums einer so alten Gruppe, die wohl bis in die Kreide zurückreicht, läßt sich streiten, und das letzte Wort ist hier sicherlich noch nicht gesprochen. Immerhin ist meine Annahme ihrer Ausbreitung von Asien aus nicht „ganz in der Luft schwebend", wie Herr Oppenheim meint, sondern es sprechen doch eine Anzahl von gewichtigen Gründen dafür. Zunächst einmal das analoge Verhalten einer Reihe von Vertiginidengattungen und der Eulotiden; dann die Tatsache, daß die Gattung in Ostasien am formenreichsten auftritt, indem neben dem Subgenus *Strobilops* auf den Philippinen das Subgenus *Enteroplax* hinzutritt mit 3 Arten und einer Unterart. Durch die große Zahl der tertiären Arten in Europa aber darf man sich nicht täuschen lassen; das hängt damit zusammen, daß wir fast aus jeder Stufe Vertreter dieser Gattung kennen. In Wirklichkeit sind es aber nur 3 Reihen, die durch das ganze Tertiär hindurch bestanden, von denen die der *uniplicata* bereits im Obermiocän bei uns ausgestorben zu sein scheint. Herr Oppenheim, der für eine Einwanderung der Gattung von Europa nach Amerika eintritt, weist darauf hin, daß sie im

Tertiär Amerikas nicht bekannt ist. Andererseits wissen wir, daß die Gattung bei uns in Europa im Pliocän ausgestorben ist. Eine Abwanderung im Diluvium von Europa unmittelbar nach Amerika ist daher zum mindesten unwahrscheinlich! Es bliebe als einzige Möglichkeit der Weg über Asien. Wenn man aber berücksichtigt, daß die amerikanischen Formen den alttertiären weit näher stehen als unseren jungtertiären, so macht das eine solche Annahme nicht wahrscheinlich.

Wenn ich zum Schlusse die Ergebnisse unserer Diskussion über die hier angeschnittene Frage kurz zusammenfassen darf, so will es mir scheinen, als ob unsere Anschauungen, trotz mancher gegenteiliger Ansichten, gar nicht so weit auseinandergehen, als es den Anschein haben könnte. Herrn Oppenheim, der sich vorzugsweise mit den alttertiären Binnenmolluskenfaunen beschäftigte, mußten dabei die Beziehungen einer Anzahl von Formen mit lebenden außereuropäischen, die ich nie bestritten und auf die ich selbst mehrfach hingewiesen habe, in die Augen springen, während ich von den jüngeren zu den älteren fortschreitend immer und immer wieder auf den engen Zusammenhang unserer heute hier lebenden Binnenmollusken mit den tertiären hinweisen mußte. Und an dieser Überzeugung, daß sich die überwiegende Zahl unserer heutigen europäischen Binnenmollusken, von wenigen später zugewanderten Formen wie *Eulota fruticum*, *Zebrina detrita* usw. abgesehen, von tertiären europäischen Vorfahren ableiten läßt, muß ich auch heute noch festhalten. Es wird eine Aufgabe weiterer Untersuchungen sein, diesen Zusammenhängen im einzelnen nachzugehen und die Entwicklungsreihen allmählich herauszuarbeiten.

Die Wasserbindung im Heulandit.

Von **A. Beutell** in Breslau.

Mit 5 Textfiguren.

(Schluß.)

Experimenteller Teil.

Um zu vergleichbaren Resultaten zu gelangen, habe ich meine Apparatur, soweit ich es verantworten konnte, der Weigel'schen ähnlich gemacht. Den Einwurf der Ungenauigkeit der Temperaturkonstanz habe ich dadurch ausgeschaltet, daß ich mit konstantem Batteriestrom gearbeitet habe, bei dem Temperaturschwankungen nicht über $\pm 1^0$ betrugen. Den Herren Professoren Bornemann, Oberhoffer und Bauer von der Technischen Hochschule, welche mir monatelang ihre Räume und Einrichtungen zur Verfügung gestellt haben, sage ich an dieser Stelle meinen herzlichsten Dank. Die Anpassung an die Weigel'sche Apparatur ist durchaus nicht immer vorteilhaft, sondern bringt in mancher Hinsicht erhebliche Schwierigkeiten in die Untersuchung.

Untersuchungsmethode: Darüber, daß der Heulandit, wenn man ihn über 180° erhitzt, das ausgetriebene Wasser nicht wieder im vollen Umfange oder wenigstens sehr langsam aufnehmen kann, herrscht allgemeine Übereinstimmung. Der Grund hierfür kann nur in der Umwandlung der ursprünglichen Substanz gesucht werden. Der Grad der Umwandlung wird außer von der Temperatur im hohen Maße von der Zeit abhängen. Da nach Weigel selbst bei einer Erhöhung der Temperatur um einen sehr großen Betrag (etwa 80°, p. 11) die Entwässernng bereits nach 16 Stunden zum Gleichgewicht führt, ist es unnötig nnd daher unstatthaft, Entwässerungsversuche bei kleineren Intervallen länger als 16 Stunden auszudehnen. Versuchszeiten von über 600 Stunden, wie sie Weigel angewendet hat, müssen zu falschen Resultaten führen. Scheumann (Die Naturwissenschaften, Berlin 1920, Heft 13, p. 259), welcher mit der Stoklossa'schen Apparatur gearbeitet hat, erklärt dieselbe als nicht einwandfrei, „da sich die Versuche nicht mit übereinstimmendem Erfolge wiederholen ließen". Die von Rinne (a.a.O. p.13) erhobene Forderung, daß die Reproduzierbarkeit der Ergebnisse erwiesen werden müsse, enthält denselben Vorwurf der Unzuverlässigkeit der Apparatur. Durch umfangreiche Vorversuche habe ich mich bemüht, die Ursachen für die wesentlichen Änderungen der Ergebnisse festzustellen und habe gefunden, daß bei Beschleunigung des übergeleiteten Luftstromes die Resultate unsicher wurden. Die Schuld darf nicht in der Unzuverlässigkeit der Apparatur gesucht werden, sondern in der Handhabung, wobei scheinbar unwichtige Umstände eine bedeutende Rolle spielen. Sodann habe ich, um Resultate zu erzielen, welche mit den Weigel-schen direkt vergleichbar waren, meine Versuchsbedingungen ändern müssen. Statt einen Luftstrom anzuwenden, dessen Feuchtigkeitsgehalt mit der Temperatur stieg, wie es zur Erzielung größerer Beständigkeitsintervalle erwünscht wäre, habe ich bei den neuen Versuchen stets Luft verwandt, die bei Zimmertemperatur mit Feuchtigkeit gesättigt war. Notgedrungen mußten infolgedessen die Versnchszeiten bei Wässerungen verlängert werden, da mit dieser relativ trockenen Luft in 14—16 Stunden keine Sättigung erreicht werden konnte. An Stelle der von Weigel benutzten Vorrichtung (3 Waschflaschen mit Wasser und ein Kugelrohr mit Glaswolle, a. a. O. p. 7) zur Sättigung der übergeleiteten Luft mit Wasserdampf, die nach meiner Ansicht keine Sättignng gewährleistete, benutzte ich ein mit Wasser gefülltes ca. 100 cm langes und 2½ cm weites, fast horizontal liegendes Glasrohr, durch welches die Luftblasen langsam, wie Perlen aneinandergereiht, hindurchgingen. Durch eine Tropfpumpe mit konstantem Niveau wurde die Luft langsam durch den Ofen gesaugt. Der durch den Ofen gesaugte Luftstrom war viel lebhafter als bei den Blaschke'schen und Stoklossa'schen Wässerungen, bei denen alle drei Sekunden

eine Luftblase in den Ofen gesaugt wurde. Diese Verstärkung des Luftstromes lieferte zunächst ganz unsichere Resultste, während das ganz langsame Durchsaugen stets zuverläßliche und übereinstimmende Ergebnisse aufgewiesen hatte. Diese auffallende Erscheinung erklärt sich dadurch, daß beim ganz langsamen Durchsaugen kein kontinuierlicher Luftstrom zustande kommt, sondern daß die ganze im Ofen vorhandene Luftsäule stoßweise (alle 3 Sek.) durch den Ofen geschoben wird, wobei die Versuchssubstanz immer wieder mit neuer Luft in Berührung kommt. Bei rascherem Durchsaugen entsteht ein kontinuierlicher Luftstrom, doch setzt dieser nach bekannten physikalischen Versuchen nicht, wie es wünschenswert wäre, die ganze Luftsäule des Ofens in Bewegung, sondern fließt fadenförmig durch denselben hindurch, wobei er sich den Weg sucht, der ihm den geringsten Widerstand entgegensetzt; der Luftstrom wird daher nur ausnahmsweise über die Oberfläche der Versuchssubstanz streichen. Die zu wässernde Substanz wird sich aus diesem Grunde im allgemeinen in ruhender Luft befinden; der Austausch der Feuchtigkeit wird nur durch Diffusion und daher nur sehr langsam vor sich gehen. Unter Anwendung einer möglichst kurz bemessenen Versuchszeit (14—16 St.) wird daher häufig keine Sättigung erreicht werden: der gegen unsere Apparatur erhobene Vorwurf, daß sich die Ergebnisse nicht reproduzieren lassen, dürfte hierin seinen Grund haben. Bei noch stärkerem Luftstrom, wie ihn offenbar Weigel verwandt hat, wird die ganze Luftsäule des Ofens in Bewegung gesetzt werden: Ein ziemlich rasches und ein ganz langsames Durchleiten von Luft gewährleisten somit die sichersten Ergebnisse. Außerdem ist zu bedenken, daß die Entwässerung durch die Schnelligkeit des Luftstromes weniger beeinflußt wird als die Wiederwässerung, weil bei der Entwässerung der ausgetriebene Wasserdampf von selbst von der Versuchssubstanz fortströmt, bei der Wässerung jedoch mechanisch zugeführt werden muß. Diese Ausführungen zeigen, daß die Versuche viel komplizierter sind, als im allgemeinen angenommen wird, und daß daher Unstimmigkeiten sehr leicht vorkommen können. Auch die Größe des Ofenraumes ist auf den Verlauf der Versuche von Einfluß, da sich ein kleines Luftvolumen leichter in Bewegung setzen läßt als ein großes. Hiernach könnte es scheinen, daß man mit einem genügend starken Luftstrom die erwähnten Unzuträglichkeiten vermeiden könnte, doch ist nicht zu vergessen, daß man sich dadurch die Sättigung der Luft für eine bestimmte Temperatur sehr erschwert. Deshalb bin ich bei einem Luftstrom von mittlerer Geschwindigkeit geblieben.

Unter Berücksichtigung all dieser Umstände, bin ich schließlich zu der folgenden Versuchsanordnung gekommen. Ein horizontal gestellter elektrischer Röhrenofen mit unedler Wicklung, dessen Heizrohr eine Länge von 21 cm und einen Durchmesser von 3 cm besaß, wurde innen in einer Länge von 14 cm (Heizzone) mit

Aluminiumblech ausgekleidet. Ein eng anliegendes Glasrohr, welches beiderseitig $2\frac{1}{2}$ cm aus dem Ofen herausragte, war innen ebenfalls zur gleichmäßigen Verteilung der Wärme mit einem 14 cm langen Aluminiumblech versehen. Beide Enden des Glasrohres waren mit einfach durchbohrtem Gummistopfen verschlossen; an dem einen Ende war ein seitliches Rohr angeschmolzen, durch welches die feuchte Luft in der angegebenen Weise abgesaugt wurde. Der an diesem Ende befindliche Stopfen trug das Thermometer, welches bis an die Versuchssubstanz heranreichte. Das Heulanditpulver befand sich in einem flachen Aluminiumschiffchen und wurde mittels eines durch den zweiten Stopfen gesteckten beiderseitig offenen Rohres (von 0,9 cm Weite) immer genau an derselben Stelle im Heizrohr angebracht. Dieses zentrale Rohr war so eng, daß es nur für das Schiffchen genügend Raum bot. Um den Luftstrom zu zwingen, über dem Heulanditpulver fortzustreichen, war ein beiderseitig nach unten gebogenes Aluminiumblech eingeführt, welches den unteren Raum des Rohres verschloß und zugleich dem Schiffchen als Unterlage diente. Die mit dieser Vorrichtung erhaltenen Resultate waren jederzeit „reproduzierbar". Um Entwässerungs- und Wiederwässerungsversuche unter genau gleichen Bedingungen durchführen zu können, setzte ich frischen und vorher entwässerten Heulandit gleichzeitig demselben Luftstrome aus. Es zeigte sich, daß die beiden Versuche sich gegenseitig nicht störten, so daß sich die Entwässerung und Wiederwässerung gleichzeitig bei genau gleicher Temperatur und gleichem Dampfdruck durchführen ließ. Das zentrale Rohr hatte in diesem Falle einen Durchmesser von 1,5 cm und die beiden nebeneinander liegenden Aluminiumschiffchen waren etwas schmäler als bei den Einzelversuchen.

Versuchsergebnisse.

A. Einfluß der Versuchsdauer (Vorbehandlung).

Die beistehende Tab. 2 enthält die gleichzeitige Entwässerung eines frischen und die Wiederwässerung eines bei 140° während 22 Stunden entwässerten Heulandits (1). Die angeführten Lufttemperaturen sind gleichzeitig die Temperaturen des Wasserrohres, in welchem die Luft mit Feuchtigkeit gesättigt wurde. Außerdem sind Daten eines 96 Stunden bei 165° entwässerten Heulandits (2) sowie zum Vergleich Angaben Weigel's (p. 10, Tab. 1) aus demselben Temperaturbereich von 15—100° C beigefügt.

Ich hatte diese Versuchsreihe bei niederen Temperaturen in Angriff genommen, weil ich hoffte, wenigstens am Anfang, wo auch bei Weigel eine übermäßig lange „Vorbehandlung" nicht vorhanden ist, mit ihm übereinstimmende Resultate zu erhalten. Zu meiner großen Überraschung war dies, obwohl meine neue

Tab. 2. **Gleichzeitige Entwässerung und Wiederwässerung, 17—101°**

Ofen	Luft	Dauer	Frischer Heulandit 5,39 Mol. H_2O Entwässerg.	Entw. H. 22 Std. 140° 3,32 Mol. H_2O Wiederwg. 1	Entw. H. 4 Tage 165° 3,03 Mol. H_2O Wiederwg. 2	Weigel Ofen	Weigel Mol. H_2O Entwässg.	Dauer Std.
17°	17°	91 Tage	5,58 Mol.		—	15°	5.46 Mol.	37,5
41	19	45 St.	5.50 „	5,41 Mol.	—	25	5,39 „	84,5
48	16½	22 „	5,56 „	5,42 „	5.15 Mol.	35	5,28 „	106
54	19	48 „	5,50 „	5.38 „	—	46	5,15 „	128,5
55	18½	22 „	5,44 „	5,41 „	—	54	5,04 „	153
57	20	23 „	5,56 „	5,42 „		—	—	
58	21	24 „	5,51 „	5,45 „	—	—	—	—
59	18½	49 „	5,48 „	5,42 „	—	63	4,91 „	181,5
64	21	48 „	5,52 „	5,41 „	5.01 Mol.	—	—	—
68	19	21 „	5,46 „	5,35 Mol.	—	—	—	—
70	20	24 „	5,50 „	5,32 „	—	70	4,79 „	197
71	17	24 „	5.47 „	5,25 „	—		—	—
83	19	37 „	5,27 Mol.	5.28 „	4.93 Mol.	80	4,65 „	220
91	19	23 „	5,19 „	5.10 „	—	92	4,47 „	135.5
101	19	24 „	5.02 „	4.93 „	—	100	4,35 „	145,5

Apparatur der Weigel'schen im hohen Maße angepaßt war, nur in sehr beschränktem Maße der Fall.

Die 12 Entwässerungsversuche zwischen 17 und 71°, d. h. in einem Intervall von 54°, führten durchweg auf 5,5 Mol. Wasser. Hiermit ist sofort der Beweis erbracht, daß auch die Entwässerung diskontinuierlich verläuft und daß der Heulandit bei 71° fast genau dieselbe Menge Wasser enthält wie bei 17°, wenn man ihn mit Luft umgibt, die bei Zimmertemperatur (17—20° C) mit Wasserdampf gesättigt ist. Ein prinzipieller Unterschied zwischen der Entwässerung und der Wässerung ist somit nicht vorhanden.

Von prinzipieller Bedeutung für die Aufklärung der Differenzen zwischen den Weigel'schen und unseren Versuchen ist die Verminderung des Wassergehaltes um 0,1 Mol. (Wiederwässerung 1) und um 0,35 Mol. (Wiederwässerung 2) durch verschiedene „Vorbehandlung“ sowie die Verkürzung des Beständigkeitsintervalles (Wiederwässerung 1), resp. sein gänzliches Fehlen (Wiederwässerung 2). Die vorherige Entwässerung, selbst wenn sie im Vakuum und bei Temperturen unter 180° vorgenommen wird[1], ergibt, wegen der bereits erwähnten physikalisch-chemischen Veränderungen des Heulandits,

[1] Eine bestimmte Umwandlungstemperatur ist nach meinen Versuchen nicht vorhanden.

für den Wassergehalt durchweg zu geringe Werte und verkürzt außerdem die Beständigkeitsintervalle. Der Einwurf, daß vielleicht meine Versuchszeiten nicht ausreichend waren und daß bei Abschluß des Versuchs noch keine Sättigung eingetreten war, wird durch die verschiedenen in der Tabelle enthaltenen Resultate bei längeren Versuchszeiten widerlegt. Die bei 45—49 Stunden erzielten Resultate weichen von den in 21—24 Stunden erzielten nur innerhalb der Versuchsfehler ab. Die wochenlange Verwendung ein und derselben Heulanditprobe muß daher zu völlig falschen Resultaten führen. Von den der Tabelle beigefügten Weigel'schen Molwerten stimmt nur der von 15° mit den meinigen überein. Schon bei 25° ist eine deutliche Abnahme (Versuchsdauer 84½ St.) zu verzeichnen und diese wird bei jeder folgenden Wägung größer. Noch anschaulicher als in der Tabelle treten die Unterschiede zwischen Weigel und mir in der graphischen Darstellung Fig. 2 hervor. Da bei niederen Temperaturen (bis etwa 35°) auch eine längere Vorbehandlung keine wesentlichen Störungen verursachen würde, so könnten die auftretenden Differenzen nur durch die verschiedene Dampfspannung der übergeleiteten Luft verursacht werden. Weigel gibt zwischen 15 und 35° Ofentemperatur mittlere Dampfspannungen zwischen 8,2 und 8,4 mm an; bei mir betragen sie im gleichen Temperaturintervall 14,4—16,3 mm, sie sind also fast doppelt so hoch als die Weigel'schen.

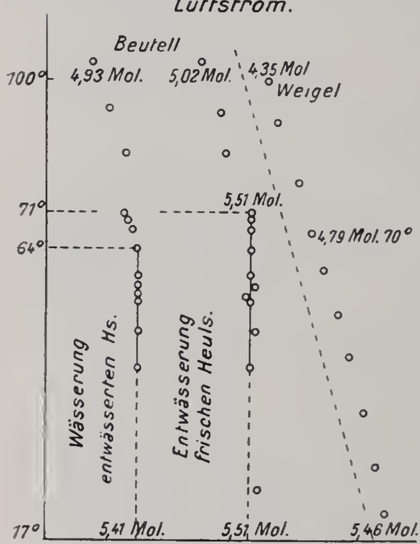


Fig. 2.

Die folgende Tabelle 3 bringt wiederum gleichzeitig in demselben Ofen durchgeführte Entwässerungen und Wiederwässerungen, jedoch bei Temperaturen von 95—177°; sie stellt die Fortsetzung der Versuche der vorigen Tabelle 2 dar. Beginnend mit 5 Mol. Wasser bei 95° ist der frische Heulandit bei 144° bis zu 4 Mol. herabgesunken, welchen Wassergehalt er dann bis zu 167° beibehält. Die Entwässerung ergab somit ein Beständigkeitsintervall von 23°; sie verläuft auch in diesem Intervall diskontinuierlich. Die Wiederwässerung eines bei 170° während 196 Stunden entwässerten Heulandits führt zwar ebenfalls auf ein etwas kürzeres Beständigkeitsintervall, doch ist dasselbe kürzer

Tab. 3. **Gleichzeitige Wässerung und Entwässerung, 95—177°.**

Ofen	Luftstrom	Dauer	Frischer H.	Entwässerter H 4 Tage, 170°
95°	18°	23 Std.	5,05 Mol.	4,83 Mol
111	18½	24 „	5,06 „	4,54 „
117	19	24 „	4,87 Mol.	4,59 „
121	19	22 „	4,81 „	—
131	19	39 „	4,61 „	4,37 „
134	20	23 „	4,53 „	4,26 „
139	19	24 „	4,27 „	4,16 „
144	20	46 „	3,99 Mol	3,74 Mol.
146	19	23 „	4,00 „	3,78 „
153	18	24 „	3,95 „	3,68 „
158	17½	23 „	3,97 „	3,38 Mol
167	19½	24 „	3,90 „	3,09 „
174	16	23 „	3,60 Mol.	2,81 „
177	17	52 „	3,29 „	2,60 „



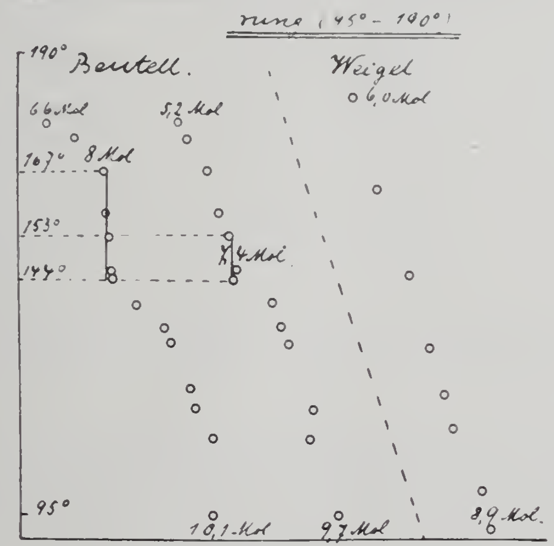


Fig. 3.

und tritt nicht bei 4 Mol. Wasser, sondern bei durchschnittlich 3,7 Mol. auf. Die vorangegangene Entwässerung bedingt um 0,3 Mol. zu niedrige Resultate. In der graphischen Darstellung der Fig. 2

sind die WEIGEL'schen Zahlen zum Vergleich beigegeben. Die Werte sind bei niederen Temperaturen bedeutend niedriger, bei höheren etwas höher als die meinigen.

Aus den in den beiden Tabellen 2 u. 3 zusammengestellten Daten, sowie den entsprechenden beiden Fig. 2 u. 3 geht hervor, daß die Beständigkeitsintervalle durch längere Vorbehandlung (selbst unter 180°) verkürzt, durch übermäßig lange Vorbehandlung jedoch zum Verschwinden gebracht werden können: Bei seinen extrem langen Versuchszeiten können bei WEIGEL keine Beständigkeitsintervalle auftreten. Immer erkennt man, daß nach nicht zu langer Vorbehandlung die Beständigkeitsintervalle zwar noch (wenn auch verkürzt) nachzuweisen sind, daß aber unter diesen Umständen die Molwerte zu niedrig ausfallen, d. h. daß keine ganzen Molzahlen mehr gefunden werden. Die Versuchsresultate werden durch die Versuchsbedingungen in hohem Maße beeinflußt.

Aus der STOKLOSSA'schen Wässerungstabelle 4 (Diss. p. 14 u. 15), die ich hier beifüge [1], ist ersichtlich, daß die Moldifferenzen für 1° bei 14—16 stündiger Erhitzungsdauer in verschiedenen Temperaturbereichen erheblich voneinander abweichen. Sie bleiben in den Beständigkeitsintervallen fast gleich (größte Differenz 0,0050 — 0,0004 = 0,0046 Mol.), steigen aber in den Zwischenintervallen ziemlich erheblich (größte Differenz 0,120 — 0,012 = 0,108 Mol.). Die Wasseraufnahme zeigt somit periodische Schwankungen, die in hohem Maße von der Ofentemperatur, in geringerem von dem Dampfdruck abhängen. Ich stelle mir nach meinen neueren Erfahrungen vor, daß der Heulandit bei allen Temperaturen auf eine bestimmte ganze Molzahl hinstrebt [2], daß aber zur raschen Einstellung auf ein einfaches molares Verhältnis ein bestimmtes, ziemlich eng begrenztes Temperaturintervall erforderlich ist. So sucht sich z. B. der Heulandit zwischen 60 und 70°, nachdem er 4,5 (9) Mol. überschritten hat, auf 5 (10) Mol. einzustellen; weil jedoch die Temperatur von 60—70° schon zu hoch liegt, kann er 5 (10) Mol. in endlichen Zeiten nicht erreichen und bleibt daher in einer Zwischenstufe stecken [3]. Daß in einigen Beständigkeits-

[1] Sie enthielt einen durchgehenden Rechenfehler, den ich beim Beginn meiner eigenen Untersuchungen sofort erkannte und den auch SCHEUMANN in seinen beiden Arbeiten erwähnt. Die Größe der Beständigkeitsintervalle wird durch die Umrechnung nicht berührt, doch fallen die Molwerte, und zwar besonders die für die mittleren Temperaturen, etwas zu niedrig aus.

[2] Genau wie SCHEUMANN annimmt, daß die Trocknung bei Zimmertemperatur in trockener Luft auf 3 (6) Mol. hinstrebt, ohne sie je erreichen zu können (a. a. O. p. 56).

[3] Will man mit SCHEUMANN den Begriff der Hysterese einführen, so muß diese in den Zwischenintervallen (keine einfachen molaren Verhältnisse) gesucht werden und nicht, wie er es tut, in den Beständigkeitsintervallen.

Tabelle 4.

Temp. °C	Wasser %	Wasser Mol. ber.	Ganze Mol.	Beständigk.-Intervall	Mol.-Diff. für 1° C bei 15 St. Erhitzung	Temp. °C	Wasser %	Wasser Mol. ber.	Ganze Mol.	Beständigk.-Intervall	Mol.-Diff. für 1° C bei 15 St. Erhitzung
17	16,06	5,57	11			205	7,21	2,26			
20	15,03	5,17			0,038	210	7,17	2,25	5	16°	0,005
32	14,65	5,00				216	7.11	2.21			
40	14.57	4.97	10	18°	0,003	218	6,56	2,04			0,092
50	14.52	4.95				220	5,94	1,84			
60	14,25	4.85				225	5,79	1,79	4	15°	0.004
65	14.05	4,77	—	—	0,016	233	5,84	1,81			
70	14,08	4,77				237	5,63	1,52			0,061
80	13,30	4,46				240	4,53	1,38			
90	13,24	4,45	9	25°	0.001	245	4,55	1,36	3	27°	0,001
100	13.17	4.43				257	4,48	1,37			
105	13.19	4,44				267	4,43	1.36			
110	12,74	4.25			0.022	275	3,43	1.04			0,033
130	11,77	3,89				281	3,23	0,90			
140	11,73	3,88	8	20°	0,002	283	2,96	0,89			
150	11,63	3,84				291	2,89	0,87	2	38°	0.005
160	11,10	3,64			0.021	303	2,94	0.88			
172	10,41	3,38	7?	10°	0.003	313	2,85	0,85			
182	10,30	3,35				320	2,51	0,75			
184	9,64	3.11			0.122	325	2,35	0,70	—	—	0,012
186	8,94	2.86				335	2,10	0,63			
190	8,83	2,83	6	12°	0.004	345	1,54	0,45			
196	8,88	2,84				360	1,48	0,44	1	25°	0,0004
198	8,80	2,82				370	1,44	0,44			
200	7,62	2.40			0,080	380	1,00	0.29			

intervallen, wie z. B. zwischen 205 und 216°, die gefundenen Werte gegen ganze Molzahlen erheblich zurückbleiben, beruht sicherlich darauf, daß hier die Temperatur von 180° bereits überschritten war, so daß die Zersetzung des Heulandits schon ziemlich rasch vor sich ging. Es liegt hier gleichzeitig unzersetzter und zersetzter Heulandit vor, wobei nur der unzersetzte Anteil ins Gleichgewicht kommt, während der zersetzte, hier schon in erheblicher Menge vorhandene, das Gleichgewicht in endlichen Zeiten nicht erreicht. Erst bei höheren Temperaturen stimmen die gefundenen Werte wieder besser auf ganze Molzahlen, d. h. hier kommen beide Anteile angenähert ins Gleichgewicht[1]. Hiernach liegen in unseren

[1] Die Behauptung SCHEUMANN's (p. 26), das STOKLOSSA'sche Zahlenmaterial besäße keine Beweiskraft, läßt sich nicht aufrecht erhalten: Die

Beständigkeitsintervallen angenäherte Gleichgewichte vor; in den Zwischenintervallen ist die Reaktionsgeschwindigkeit zwischen dem Wasser und einem Teil des Silikatgerüstes so gering, daß auch keine angenäherten Gleichgewichte erreicht werden. Genaue Gleichgewichte können nicht auftreten, weil die Zersetzung des Heulandits schon bei viel niedrigerer Temperatur als bei 180° einsetzt. Die

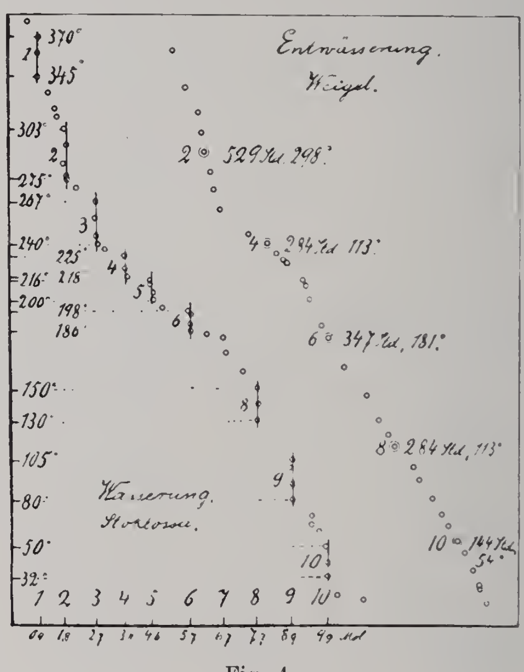


Fig. 4.

graphische Darstellung Fig. 4, welche neben den Stoklossa'schen auch die Weigel'schen Ergebnisse zur Anschauung bringt, läßt die geschilderten Verhältnisse klar hervortreten. Wäre die Reaktionsgeschwindigkeit in den Zwischenintervallen nicht zu gering, so würde überhaupt keine zusammenhängende Kurve zustande kommen, sondern es würden nur 11 voneinander getrennte vertikale Stücke auftreten.

---

11 gefundenen Knicke bleiben bestehen, und die Tatsache, daß einige derselben keinen ganzen Molekülen entsprechen, war nach meinen Versuchen zu erwarten. Wenn schon bei relativ niedrigen Temperaturen Zersetzung des Heulandits eintritt, so müssen Abweichungen von ganzen Molen auftreten. Auch die Scheumann'sche Hypothese, daß der Heulandit „jeweils aus zwei Quasihydraten besteht" (p. 104), verlangt solche Abweichungen.

B. Einfluß des Dampfdrucks.

Bisher ist für die Aufklärung der grundsätzlichen Differenzen, welche zwischen unseren Untersuchungen und den aller übrigen Forscher bestehen, allein die übermäßig lange Vorbehandlung herangezogen worden. Wenn auch Schwankungen des Dampfdruckes für die Ergebnisse im allgemeinen von weniger Belang sind, als die Temperaturschwankungen, so darf doch der Einfluß des Druckes nicht ohne weiteres aus dem Auge verloren werden. In diesem Zusammenhang ist die Tabelle 5 von Interesse, welche die Entwässerung des Heulandits in einem Luftstrom wiedergibt, der mit konzentrierter Schwefelsäure getrocknet war. Zur gründlichen

Tab. 5. **Entwässerung im getrockneten Luftstrom (konz. SO_4H_2).**

Stückchen		H_2O	**Pulver**		H_2O
Bei Beginn		5,54 Mol.	Bei Beginn		5,38 Mol.
155°	1 Std.	3,24 Mol.	153°	1 Std.	2,75 Mol.
157	6 „	2,54 „	153	17 „	2,24 „
157	11 „	2,31 „	155	29 „	1,93 „
157	12 „	2,16 „	156	22 „	1,80 „
157	14 „	1,99 „ *)	156	21 „	1,73 „
157	24 „	1,75 „	156	22 „	1,66 „
157	24 „	1,62 „	157	10 „	1,63 „
157	24 „	1,55 „	157	11 „	1,54 „
	116 Std.		157	22 „	1,51 „
			157	22 „	1,51 „
				176 Std.	

*) Stückchen trübe.

Trocknung durchlief die Luft einen ebensolchen aus einem 1 m langen, fast horizontal liegenden Rohr bestehenden Apparat, bei der Sättigung der Luft mit Wasserdampf benutzt wurde. Zunächst beweist der Versuch, daß in diesem extremen Falle bei der Entwässerung auch nicht angenähert in 16 Stunden (wie Weigel angibt) Gleichgewicht erzielt werden kann, vielmehr war bei Anwendung von kleinen Stückchen nach 92 Stunden langem Erhitzen auf über 150° noch kein Stillstand eingetreten. Beim Heulanditpulver konnte zwar nach 154 Stunden innerhalb weiterer 22 Stunden keine Gewichtsabnahme beobachtet werden, doch ist hiermit das Gleichgewicht noch nicht gewährleistet: Es ist möglich, daß der Heulandit unter diesen Umständen bei 1,5 (3) Mol. Wasser stehen bleibt, doch liegt dafür keine Sicherheit vor. Bewiesen ist jedoch, daß in trockener Luft (H_2SO_4) der Heulandit bei 157° bis auf 1,5 (3) Mol. entwässert werden kann, während nach der Stoklossaschen Tabelle 4 (p. 729) bei 160° noch 3,64 (7,28) Mol. Wasser

zurückbleiben. Unter der Voraussetzung, daß der Heulandit bei 157° in trockener Luft nach 1,5 (3) Mol. Wasser hinstrebt, würde feststehen, daß bei höherem Wassergehalt als 1,5 (3) Mol. kein Gleichgewicht erreicht werden könnte; die Haltepunkte bei 11, 10, 9, 8, 7, 6, 5 und 4 Mol. Wasser, welche in der Stoklossa'schen Tabelle 4 und Kurve Fig. 3 hervortreten, würden in dem trockenen Luftstrom unterdrückt werden. Bis zu 1,5 (3) Mol. Wasser würde die Kurve stetig verlaufen, wie sie von Weigel und den übrigen Forschern bisher beobachtet worden ist. Nun hat zwar Weigel nicht mit so trockener Luft experimentiert, doch liegt seine Wassertension (8—10 mm Hg) so tief unter der Sättigung, daß das Verschwinden der Beständigkeitsintervalle zu erwarten ist. Die graphische Darstellung der Entwässerung bringt Fig. 5. Unter

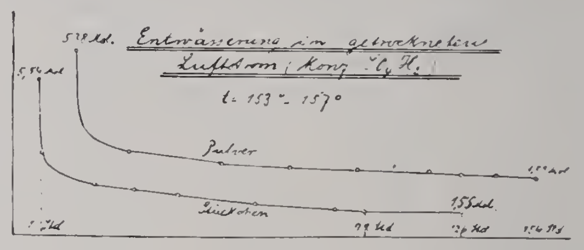


Fig. 5.

diesem Gesichtspunkte ist wohl auch der abweichende Verlauf der Weigel'schen Kurve zwischen 17 und 71° (Fig. 2, p. 726) zu betrachten: Der Heulandit strebt wegen des zu geringen Dampfdrucks auf ein bedeutend niedrigeres Gleichgewicht als 5,5 (11) Mol. hin, und daher kann das von mir nachgewiesene, auffallend lange Beständigkeitsintervall von 53° nicht in die Erscheinung treten. Bei höheren Temperaturen ist bei so niedrigem Dampfdruck erst recht kein Gleichgewicht bei den einzelnen molaren Verhältnissen zu erwarten. Die von Weigel ermittelten Kurvenpunkte könnten hiernach im allgemeinen keine Gleichgewichte darstellen. Daß seine Kurve nahezu stetig verläuft und nur noch schwache Anklänge an die Stoklossa'sche zeigt, muß bei seiner langen Vorbehandlung und bei dem zu niedrigen Dampfdruck (8—10 mm Hg) erwartet werden[1].

[1] Durchmustert man das von Scheumann in seiner Arbeit (Verh. d. Sächs. Akad. Math.-phys. Kl. 1921. 73. 22) niedergelegte Versuchsmaterial, so ergeben sich für diese Hypothese verschiedene Anhaltspunkte. So fand er bei 85, 96 und 100° Ofentemperatur, d. h. in einem Intervall von 15° sehr angenähert 4,5 (9) Moleküle Wasser, wobei er Dampfdrucke zwischen 355 und 634 mm Hg verwandte. Die Übereinstimmung mit den Stoklossa-schen Werten von 4,5 (9) Mol. bei höheren Dampfdrucken ist aus-

Die Versuchsergebnisse können mithin durch niedrigen Wasserdampfdruck der übergeleiteten Luft weitgehend verändert werden, weil in diesem Falle eine ganze Reihe von sonst möglichen Gleichgewichten (Beständigkeitsintervallen) ausgeschaltet werden. Zu niedrige Dampfspannung wirkt genau so schädlich wie übermäßig lange Versuchsdauer.[1] Die Behauptung WEIGEL's, „er habe die Natur der Wasserbindung in den Zeolithen einer neuen experimentellen Untersuchung von solcher Exaktheit unterzogen, daß aus ihr der wahre Verlauf der Entwässerungskurve mit Sicherheit festgestellt werden konnte", stellt eine völlige Verkennung der Sachlage dar. Seine Versuchsanordnung war für die Ermittlung des wahren Verlaufes der Entwässerungskurve die denkbar ungünstigste. Seine Kurven liefern wesentlich Beiträge zur Pathologie des Heulandits.

Versuchsergebnisse.

1. Unter geeigneten Versuchsbedingungen verlaufen Entwässerung und Wiederwässerung stufenweise.
2. Durch längeres Erwärmen verkürzen sich die Beständigkeitsintervalle, selbst bei Temperaturen unter 180° C; durch extrem langes Erwärmen verschwinden sie.
3. Bei zu niedrigem Wasserdruck verschwinden die Beständigkeitsintervalle.
4. Um Resultate zu erlangen, die den wahren Verhältnissen möglichst nahe kommen, müssen
   a) möglichst kurze Versuchszeiten (zu jedem Versuch eine neue Substanzmenge),
   b) möglichst hohe Wasserdampfdrucke angewandt werden.
5. Die Beständigkeitsintervalle sind die Temperaturbereiche der größten Reaktionsgeschwindigkeit zwischen dem Silikatgerüst und dem Wasser; in den Beständigkeitsintervallen liegen angenäherte Gleichgewichte vor.

---

gezeichnet. Selbst bei ziemlich niedrigem Dampfdruck von 18,5—19,6 mm Hg ist bei SCHEUMANN noch ein deutliches Beständigkeitsintervall zwischen 198 und 205 für 3 (6) Mol. Wasser vorhanden, welches dem STOKLOSSA'schen zwischen 186 und 198 entspricht. Außerdem erwähnt er Andeutungen von Stufungen auch für 4,5 (9) Mol. und 3,5 (7) Mol. Die experimentellen Ergebnisse von SCHEUMANN und STOKLOSSA stimmen mithin stellenweise gut überein, nur deutet SCHEUMANN gerade diese Werte als Fehlwerte, welche durch die Unzulänglichkeit unserer Apparatur verschuldet wurden: Nicht die Ergebnisse sind durchweg verschieden, sondern die Deutung derselben. Daß bei WEIGEL nirgends Stufungen auftreten, dürfte daran liegen, daß seine Dampfdrucke nur etwa halb so groß sind als die SCHEUMANN'schen; die WEIGEL'schen Ergebnisse ähneln den in extrem trockener Luft zu erwartenden.

6. Die Zwischenintervalle sind Temperaturbereiche sehr geringer Reaktionsgeschwindigkeit; in ihnen treten keine Gleichgewichte auf.
7. Die 11 ganzen molaren Verhältnisse sind als Hydrate aufzufassen [1].

Breslau, Min.-petr. Institut der Universität, Juni 1921.

Zur spätglazialen Steppenfauna.

Von **W. O. Dietrich** in Berlin.

Aus einer Spalte des Seweckenberges bei Quedlinburg besitzt das Berliner Institut einige bisher unbeschrieben gebliebene Raubtierreste, deren Bestimmung ich veröffentlichen möchte, da sie die Liste der spätglazialen Fauna dieses Fundortes ergänzen.

Es handelt sich um 2 Caniden und 2 Musteliden, nämlich Wolf, Fuchs, Iltis und Dachs, die ich genauer bestimme als:

Lupus spelaeus Gf. *Foetorius Eversmanni* Less.
Vulpes corsac L. *Meles taxus* Schreb.

Lupus. Ein linkes Unterkieferfragment mit C bis P_3 und ein rechter Oberkiefer mit P^4 bis M^2. P^4 mißt außen 28, M^1 17, M^2 10 mm, also ein starker Wolf, wie nach Alter und Zusammensetzung der Fauna zu erwarten.

Vulpes. Schnauze eines erwachsenen kleinen Fuchses, wie die Maße dartun. Erhalten sind links P^4 bis M^2.

Länge vom Hinterrand der Alveole von M^2 bis zum Vorderrand der Alveole von P^1	41	mm
Desgleichen M^2 bis P^2	36,5	"
" M^2 bis C	46	"
Länge von P^4 am Außenrand	11,6	"
" " P^4 am Innenrand	11,9	"
Breite von P^4 (vorn)	5,0	"
Länge von M^1 (außen)	6,5	"
Breite von M^1	10,0	"
Länge von M^2 (außen)	4,0	"
Breite von M^2	6,2	"

Der Reißzahn weicht nicht nur in der Größe, sondern auch morphologisch von dem gleichen Zahn bei *V. vulgaris* und *V. lagopus* ab, indem am Vorderaußenrand ein kleiner Zacken vorhanden ist, der jenen fehlt. Die Innen- und Außenlänge des Zahns wird da-

[1] Im Gegensatz zu Weigel, der nur die geraden Molzahlen gelten läßt, führen die Scheumann'schen Untersuchungen auf 11 molare Wasserkonzentrationen (a. a. O. p. 85) Wenn er auch diese molaren Konzentrationen in ihrer Gesamtheit nicht als Hydrate anerkennt, so findet er doch wenigstens bei der 6. Molstufe (p. 108) Ähnlichkeit mit einem echten Hydrat. Die anderen läßt er nur als Quasihydrate gelten. Daß unsere Anschauungen gewisse Ähnlichkeiten mit der seinigen haben, geht aus seiner Bemerkung hervor: „Die Hydrattheorie Beutell's muß bei konsequenter Durchführung zu ähnlichen Vorstellungen kommen."

durch fast gleich groß. M^1 und M^2 sind nur in der Größe von den genannten Arten verschieden. Ich kann diesen kleinen Fuchs nur auf *Vulpes corsae* L., den Steppenfuchs, beziehen, den Nehring schon im deutschen Spätglazial vermutete, ohne ihn sicher nachweisen zu können.

Foetorius. Schädel samt Unterkiefer, der an der Stelle der stärksten Einschnürung abgebrochen ist.

Schädelmaße.

Breite der Nasenöffnung	10	mm
Höhe „ „	12	„
Breite zw. den Außenrändern der C-Alveolen	21	„
Breite zwischen den Proc. postorbitales	24	„
Länge der Schnauze von der Mitte zwischen den Proc. postorbitales bis zum Oberrand der Nasenöffnung	21	„
Vom Vorderrand der C-Alveole bis zum Hinterrand der M^1-Alveole ca.	23	„
Länge von P^2	3,3	„
„ „ P^3	4,2	„
„ „ P^4	8,1	„
„ „ M^1 (innerer Teil)	2,7	„

Unterkiefer.

Höhe zwischen P_4 und M_1	9,0	mm
Dicke „ „ „	4,5	„
Symphysenlänge (auf der Unterseite)	14,7	„
Länge des C ca.	21	„
„ von P_2	2,3	„
„ „ P_3	3,5	„
„ „ P_4	4,6	„
„ „ M_1	9,3	„
„ „ M_2	—	„

Die bedeutendere Größe, der massive Kieferkörper, die sehr kräftigen (glatten) Eckzähne, der verkümmerte M^1, die zweiwurzeligen vordersten Prämolaren ($P\frac{2}{2}$), die breite Schnauze, die rundliche Nasenöffnung u. a. verbieten die Bestimmung als *F. putorius.* Diese Merkmale weisen auf den Steppeniltis, *F. Eversmanni*, wozu auch die Maße stimmen. Die für diese Art bezeichnende starke Einschnürung des Schädels an den Stirnbeinen hinter den Augenhöhlen ist an unserem Fragment wenigstens noch angedeutet. Die Größe weist auch auf *Mustela robusta* Newt. aus dem englischen Spätglazial, aber die Schädel dieser Art haben weniger weit ausladende Jochbogen, etwas längere Schnauze, keine starke Einschnürung der Stirnbeine. Auch ist ihr P_2 einwurzelig und M^1 ist weniger verkümmert. *M. robusta* ist ein gewaltig großer *F. putorius.*

Wie Nehring zwei Unterkiefer, so bestimme ich den Iltisschädel vom Seweckenberg als *Foetorius Eversmanni.*

Kormos hat die spätglazialen Iltisse der ungarischen Höhlen (hauptsächlich Unterkiefer) mit *Mustela robusta* Newt. vereinigt. Ja, er ging soweit, „den“ diluvialen, starken Iltis aller Gegenden überhaupt als diese Art anzusprechen, ein übereiltes, Verwirrung

stiftendes Verfahren, um so mehr, als er seine Funde nicht mit *F. Eversmanni* verglichen hat. Soergel hat bereits erklärt, daß er Kormos' *F. robusta* für einen pleistocänen Vertreter der *Eversmanni*-Gruppe halte. Wie viele Formen in dieser Gruppe unterscheidbar sind, läßt sich noch gar nicht sagen.

Die bisher beschriebenen Schädel und Kiefer weichen alle etwas voneinander ab. Bei größerer Materialkenntnis wird es sich nicht vermeiden lassen, die verschiedenen Formen unterartlich zu benennen. — Die neueren Anschauungen der Untersucher lassen sich etwa folgendermaßen darstellen:

Rezent	*Foetorius putorius*	*F. Eversmanni*
Spätglazial und Letztglazial	*F. robustus* †	*F. Eversmanni foss.* †
Mittleres Diluvium	?	?
Älteres Diluvium	*F. praeglacialis* sp. hyp. Korm.	

Wichtigste Literatur.

(Darin ist die nicht zitierte enthalten.)

A. Nehring, Diluviale Wirbeltierreste aus einer Schlote des Seveckenberges bei Quedlinburg. Z. D. G. G. **56**. 1904. 290—303. 1 Taf.

S. H. Reynolds, A monograph of the British Pleistocene Mammalia. II Teil 4: Mustelidae 1—28, 6 Taf. London 1912.

W. Soergel, Der Steppeniltis, *Foetorius Eversmanni* Less., aus dem oberen Travertin des Travertingebietes von Weimar. Z. D. G. G. **69**. Mon.-Ber. 139—181. 1 Taf. 1917.

Th. Kormos, Zur Frage des mitteleuropäischen Pleistocän-Iltis. Mitt. a. d. Jahrb. Ungar. Geol. Reichsanst. **23**, 6. 459—476. 2 Taf. Budapest 1916.

— *Canis (Cerdocyon) Petenyii* n. sp. und andere interessante Funde aus dem Komitat Baranya. Mitt. a. d. Jahrb. Ungar. Geol. Reichsanst. **19**, 4. 176. Budapest 1911.

Geol.-pal. Inst. d. Univ., Berlin, den 28. Februar 1921.

Personalia.

Habilitiert: Dr. **Otto H. Schindewolf** in Marburg für Geologie und Paläontologie.

Gestorben: Am 3. November 1921 im Alter von 63 Jahren Prof. Dr. phil. **Albert Beutell**, Dozent für Mineralogie und Petrographie der Erzlagerstätten an der Technischen Hochschule zu Breslau, zugleich Privatdozent für Mineralogie an der dortigen Universität und Assistent am mineralogisch-petrographischen Universitätsinstitut. Dr. Beutell war früher an der Universität Santiago (Chile) als Professor tätig.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Analyse des Paradoxit von Euba in Sachsen.

Von **Walther Schüler.**

Mitteilung a. d. chem. Laboratorium d. Staatl. Gew.-Akademie zu Chemnitz.

Von dem Paradoxit BREITHAUPT's liegt bisher nur die schon ältere Analyse des Minerals von Marienberg i. S. vor (s. HINTZE, Handb. p. 1407 unter XXXII).

Im folgenden wird über eine in der letzten Zeit im chemischen Laboratorium der oben genannten Anstalt unter Leitung von Herrn Reg.-Rat Prof. Dr. A. GOLDBERG ausgeführte Untersuchung des Paradoxit von Euba bei Chemnitz kurz berichtet.

Das Untersuchungsmaterial stammt aus den Porphyr- und Quarzgängen von Euba, die auch noch Flußspat und Sternquarz führen. Der Fundort befindet sich unweit des jetzigen Schützenhauses, früher Hasenmühle, in einem kleinen Bruche. Der Paradoxit sitzt daselbst kristallisiert auf dem Porphyrkonglomerat, hat ein rötlichweißes Aussehen und zeigt folgende Formen: (110).($\bar{1}01$).(001), die letzteren beiden Formen im Gleichgewicht. Die Kristalle waren 5—10 mm groß.

Die zur Analyse bestimmten Kristalle wurden sorgfältigst ausgelesen. Das gepulverte Produkt ergab das spez. Gew. 2,425—2,430[1].

Titan, Wolfram, Molybdän, Zinn und Lithium konnten qualitativ nicht nachgewiesen werden. Nach Behandlung mit reinster Flußsäure und Schwefelsäure, welche bei der Reinheitsprüfung sich als frei von Verdampfungsrückstand erwiesen hatten, verblieb ein minimaler Rückstand von Baryumsulfat. Nach Reduktion dieses Baryumsulfates mit aus Zucker hergestellter Kohle konnte mittels Salzsäure eine sehr geringe Menge Baryum herausgelöst und durch Schwefelsäure wieder ausgefällt werden. Fluor (bezw. Fluorid) war in üblicher Weise in Spuren nachweisbar.

Die nachfolgenden Zahlen sind Mittelwerte aus mehreren Einzelbestimmungen[2]:

---

[1] Wie bei der Zementanalyse durchgeführt.

[2] Sodaaufschluß Flußsäureaufschluß usw.

SiO_2	65,24
Al_2O_3	17,73
FeO	0,14
Fe_2O_3	0.09
K_2O	12,57
Na_2O	1,05
CaO	2,86
MgO	0,24
BaO	0,06
SO_3	0,04
F	Spur
	100,02

Der Paradoxit von Euba ist demnach Kalifeldspat mit merklichen Mengen von Kalk, Magnesia und Natron.

Schwarzer Poechit aus der metasomatischen Eisenerzzone von Vareš in Bosnien.

Von **Friedrich Katzer** in Sarajevo.

In einem Aufsatz über den Poechit[1] bemerkte ich am Schlusse, daß im Eisenerzbergbau Smreka bei Vareš auch ein schwarzes, im Aussehen an Anthrazit erinnerndes Manganeisenerz vorkommt, welches dem braunen Poechit zweifellos sehr nahesteht, aber vielleicht als neues Mineral anzusprechen sein könnte. Seitdem wurden auf der 4. Etage des Tagbaues Smreka größere Mengen dieses Minerals aufgedeckt, wodurch ich in die Lage versetzt wurde, mich damit eingehender zu befassen. Es stellte sich heraus, daß dieses schwarze Mineral ebenfalls nur Poechit ist, welcher somit in zwei Abarten, einer braunen und einer schwarzen, vorkommt, wodurch seine physiographische Charakteristik eine Erweiterung erfährt.

Poechit ist ein typisches Gelmineral, welches an kieselsäurereiche Partien des Roteisenerzes der Varešer Haupterzzone gebunden ist, woraus sich ein Fingerzeig für seine Entstehung ergibt. Der Roteisenstein von Vareš ist metasomatischen Ursprungs[2], entstanden durch Hydrometasomatose aus Triaskalkstein, und zwar, wie insbesondere durch zahlreiche, in letzter Zeit bei bergmännischen Ausrichtungsarbeiten gemachte Fossilienfunde[3] unzweifelhaft er-

[1] Poechit — ein Manganeisenerz von Vareš in Bosnien. Österr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen. 1911. No. 17.

[2] Vgl. Katzer, Die Eisenerzlagerstätten Bosniens und der Hercegovina. Wien. 1910. p. 235.

[3] Um die Aufsammlung der Fossilien haben sich namentlich die Herren Bergdirektor Nutrizio und Bergadjunkt Wulz bemüht, welchen für die gefällige Mitteilung ihrer wichtigen Funde auch an dieser Stelle herzlichst gedankt sei.

wiesen wurde, der Han Bulog-, bezw. der Schreyeralm-Stufe, also dem obersten Muschelkalk, angehörigen Kalken. Es handelt sich um eine durch das Zusammenwirken von Aszension und Oxydation erfolgte Gelerzbildung, die begünstigt wurde durch die geringe Konzentration der aufquellenden Lösungen und deren hohen Gehalt an Kieselsäurehydrosol, welches besonders bei höherer Temperatur zur Koagulation neigt.

Man kann sich den Umwandlungsvorgang etwa so vorstellen, daß die Kalke von Thermallösungen durchtränkt wurden, die nebst verschiedenen untergeordneten Bestandteilen, zumal Baryum-, Kupfer-, Zink-, Blei- und Schwefelionen, hauptsächlich Eisen-, Mangan- und Kieselsäureionen enthielten. Diese Lösungen bewirkten die Verdrängung des Kalkcarbonates durch Eisenhydrocarbonat, dessen allmähliche Umwandlung in Eisenhydroxyd unter gleichzeitiger Abscheidung von Siliciumhydroxyd in der Oxydationszone erfolgte. Durch gegenseitige Einwirkung des Eisenhydrosols und des Siliciumhydrosols kam es zur Ausfällung von gemengtem Eisenoxyd-Kieselsäuregel, mit welchem stellenweise auch erheblichere Mengen von Manganoxydgel mitausgefällt wurden. Durch sukzessive Deshydratation ging schließlich das Eisenhydroxyd in Hydrohämatit und Hämatit von kristalliner Struktur über, während das manganreiche Eisensiliciumgel, wohl eben wegen des beträchtlichen Siliciumoxyd- und Manganoxydgel-Anteiles amorph blieb. Dieses manganreiche Eisensiliciumgel ist Poechit.

Infolge dieser wahrscheinlichen Entstehung bildet der Poechit keine streng begrenzten Schichten innerhalb der kieseligen Partien der Roteisensteinlager, sondern nur unregelmäßig linsenförmige oder knollige Nester, die sich zuweilen von dem umhüllenden Roteisenerz scharf absondern, zuweilen aber durch allmähliche Übergänge mit ihm verbunden sind. Damit hängt zusammen, daß die chemische Zusammensetzung in den Rand- und in den Mittelpartien der Poechitnester etwas verschieden sein kann, welche Verschiedenheiten aber stets in engen Grenzen bleiben.

Der schwarze Poechit erscheint durchaus amorph und homogen. Seine Farbe ist eisenschwarz bis sammetschwarz, und an Stücken, die lange Zeit an der Luft und Sonne lagen, zeigt er zuweilen blasse Anlauffarben, wodurch er ein anthrazitartiges Aussehen erhält. Sein Glanz ist pechähnlich, ins Metallische neigend, der Strich rostbraun oder rotbraun, was als bezeichnendes Kennzeichen gelten kann. Das Mineral ist opak, von flachmuschligem Bruch, mäßig spröde. Die Härte beträgt 4—4,5, ist also im Durchschnitt etwas größer als beim braunen Poechit. Das spezifische Gewicht wurde an zahlreichen Proben zwischen 3,693 und 3,721 gefunden, ist demnach i. M. 3,7. Die physiologischen Merkmale sind durchwegs minder ausgeprägt als beim braunen Poechit. Das Verhalten vor dem Lötrohr ist von jenem der braunen Abart nur insoferne ver-

schieden, als der schwarze Poechit im Kölbchen zuweilen zerknistert und durch den Wasserverlust Farbe und Glanz fast gar nicht verändert, was ebenfalls eine charakteristische Eigenschaft ist. Erst stark geglüht, wird er mattschwarz und magnetisch.

Die chemische Zusammensetzung des schwarzen Poechits stimmt im großen ganzen mit jener der braunen Abart überein. Die folgende, im Hüttenlaboratorium zu Vareš ausgeführte Analyse wurde mir vom verstorbenen Hofrat Ing. Franz Poech, nach welchem das Mineral benannt ist, zur Verfügung gestellt. Darnach enthält der schwarze Poechit:

Kieselsäure	15,30
Tonerde	2,95
Eisenoxyd	49,06
Manganoxydul	16,44
Kalk	1,38
Magnesia	0,78
Wasser	12,32
Summe	98,23

Der Rest von 1,77 % entfällt hauptsächlich auf Phosphor und Baryumsulfat, nebst welchen auch Spuren von Kupfer, Blei und Zink ermittelt, aber quantitativ nicht bestimmt wurden. Eisenoxydul ist nicht vorhanden.

Aus den Oxyden berechnet sich der Gehalt an Eisen zu 34,10 % und an Mangan zu 12,74 %, so daß der schwarze Poechit in den Hauptbestandteilen, wie sich aus der folgenden Analysen-Gegenüberstellung ergibt, mit der braunen Abart so gute Übereinstimmung zeigt, daß kein chemischer Grund besteht, ihn von diesem zu trennen.

	Schwarzer Poechit	Brauner Poechit	
Kieselsäure	15,30	15,28	14,36
Eisen	34,10	34,65	34,44
Mangan	12,74	10,28	9,29
Wasser	12,32	12,06	13,22

Die Partialanalyse einer anscheinend etwas angewitterten, grauschwarzen, minder glänzenden Poechitprobe ergab: 32,60 % Eisen, 15,21 % Mangan, 13,54 % Wasser.

Nach diesen Analysen scheint der schwarze Poechit im allgemeinen manganreicher und eisenärmer als die braune Abart zu sein.

Die relative Konstanz der Zusammensetzung des Poechits ermöglicht zwar die Aufstellung einer Konstitutionsformel

$$(MnO)_2SiO_3 \cdot 2(FeO_2)SiO_3 \cdot 5H_2O + 2Fe_2O_3 \cdot 3H_2O,$$

jedoch ist, da es sich um ein Gelmineral handelt, wie ich bereits in dem eingangs zitierten Aufsatze hervorhob, auf die stöchiometrischen Beziehungen kein sonderliches Gewicht zu legen. Immerhin ist die Konstanz der Hauptbestandteile wichtig für die chemische

Charakteristik der Mineralmasse und begründet wesentlich die Belegung derselben mit dem eigenen Namen. Auf Grund der chemischen Beschaffenheit glaubte ich den Poechit in die Untergruppe der Hydrosilikate, welche E. S. DANA für Chrysokoll, Chloropal, Hisingerit, Bemantit u. ä. aufgestellt hat, einreihen zu sollen. R. GÖRGEY [1] mag jedoch recht haben, daß der Poechit nicht wohl als Hydrosilikat anzusehen ist, sondern engere Beziehungen zum amorphen Brauneisenerz, Stilpnosiderit und Psilomelan aufweist.

Bemerkungen zur Bestimmung des Ni und Co in Meteoriten.

Von **E. Dittler.**

Für die Trennung des Ni und Co vom Fe gibt es ausgezeichnete Methoden wie die Acetat- und Natriumsuccinatmethode [2]; die weitere Trennung des Ni vom Co kann nach der elektrolytischen Abscheidung beider Metalle mit dem BRUNCK'schen Reagens Dimethylglyoxim oder nach der von O. BRUNCK [3] modifizierten Kaliumnitritmethode von N. W. FISCHER [4] erfolgen.

Mehrere Analysen, die ich an Meteoriten für das Wiener Staatsmuseum auszuführen Gelegenheit hatte, zeigten, daß bei Anwesenheit von verhältnismäßig viel Ni und wenig Co neben viel Fe die Trennung dieser beiden Metalle Schwierigkeiten macht und auch die elektrolytische Abscheidung des Ni und Co nicht einwandfrei wird, wenn die durch die Acetattrennung in die Lösung gebrachten Salze nicht vorher entfernt werden. Differenzen bis 0,5 % veranlaßten mich, folgenden Weg für eine exakte Bestimmung der beiden Metalle zu wählen und zu empfehlen: Man isoliert diejenigen Partien, deren Analyse durchgeführt werden soll, und bringt 0,5 g Material davon zur Einwage. Man behandelt in einer mit Uhrglas bedeckten Porzellanschale mit ca. 10—12 cm^3 konz. HCl unter Zusatz einiger Tropfen konz. HNO_3 bis zum Verschwinden der roten Dämpfe, dampft zur Trockene und filtriert von der Gangart ab, hierauf leitet man, falls auch das Cu bestimmt werden soll, H_2S ein, entfernt diesen nach der Fällung der Metalle dieser Gruppe durch Eindampfen, oxydiert mit Bromwasser und geht an die Acetattrennung [5].

---

[1] Referat in GROTH's Zeitschr. f. Krist u. Min. 54. 1914. p. 409.

[2] F. P. TREADWELL. Analytische Chemie. II. Bd. 108, 134 u. 135. 1920.

[3] O. BRUNCK, Zeitschr. f. angew. Ch. 1847. 1907.

[4] N. W. FISCHER, Pogg. Ann. 71. 545. 1847.

[5] F. P. TREADWELL, Lehrb. der analyt. Chemie. 1921. 126; es wurde in einigen Fällen versucht, die Acetattrennung vor der H_2S-Fällung durchzuführen, weil die Anwesenheit von SO_4''ionen diese Trennungsmethode stark beeinträchtigt. Man kann, bei Vorhandensein von wenig Cu, den Rückstand von der Acetattrennung (Fe- und Al-Oxyd) in HCl lösen und die Metalle der H_2S-Gruppe auch nachher bestimmen.

Die Acetattrennung ist bei Meteoriten, wenn es sich um möglichst exakte Bestimmung des Nickels handelt, 3—4 mal durchzuführen[1]; erst dann kann man sicher sein, daß der Eisenhydroxydniederschlag frei von Ni und Co ist. Die Filtrate der Acetattrennung werden zur Vertreibung der Essigsäure mit HCl eingedampft, und zwar bis zur Trockene, damit man sicher nur Chloride vor sich hat. In der Lösung der Chloride wird nun Ni und Co am besten elektrolytisch bestimmt. Da von der Acetattrennung her viel zu viel Salze vorhanden sind, welche die quantitative Abscheidung der beiden Metalle schädlich beeinflussen (zu hohe Stromdichte), so empfiehlt es sich, vorher Co und Ni als Sulfide abzuscheiden. Die Lösung wird in einem Becherglas so neutralisiert, daß sie nur ganz schwach ammoniakalisch ist, für je 100 cm^3 2,5 g NH_4Cl hinzugefügt, zum Sieden erhitzt und tropfenweise frisch bereitetes $(NH_4)_2S$ hinzugegeben[2], bis keine weitere Fällung mehr entsteht. Ein Überschuß von $(NH_4)_2S$ ist unbedingt zu vermeiden. Durch abwechselndes Erhitzen und Absitzenlassen bekommt man bald eine klare Lösung; man läßt am besten im Dunkeln ca. 10—12 Stunden stehen, filtriert den Niederschlag, wäscht einige Male mit 5 % NH_4Cl-haltigem Wasser, dem 1 Tropfen $(NH_4)_2S$ zugesetzt ist, löst tropfenweise in etwas Königswasser und raucht mit ca. 2,7 cm^3 H_2SO_4 ab; nach dem Erkalten fügt man 50 cm^3 konz. NH_3 hinzu und scheidet Ni und Co gemeinsam auf einer Netzelektrode nach der Vorschrift von F. P. Treadwell ab[3].

Nach dem Wägen der Elektrode und Lösen in HNO_3 (1 : 1) verdünnt man für je 0,5 g Ni mit ca. 150 cm^3 H_2O, erhitzt zum Sieden und versetzt mit der fünffachen Menge des zu erwartenden Ni mit 1 % Dimethylglyoximlösung und macht jetzt erst schwach ammoniakalisch. Das so bestimmte Ni wird von der Summe der Metalle Ni + Co in Abzug gebracht. Die so erhaltenen Resultate sind einwandfrei.

Min. Institut, Universität Wien.

---

[1] insbesondere, wenn vorher mit H_2S gearbeitet wurde.

[2] Man verdünne Ammoniak mit H_2O im Verhältnis 1 : 1 und leite H_2S ein, bis kein Geruch nach NH_3 mehr auftritt.

[3] Es ist zu bemerken, daß Co etwas längere Zeit zur elektrolytischen Abscheidung und etwas mehr NH_3 braucht. F. P. Treadwell, Analytische Chemie. II. 1920. 116.

Die Erdbeben Ostafrikas.

Von **E. Krenkel** in Leipzig.

(Schluß.)

Ein leicht erregbares und sehr oft erschüttertes Bebenland findet sich im Ufipahorste und an seinen Bruchrändern. Bismarckburg z. B. zeigt während eines längeren Beobachtungszeitraumes im Jahre durchschnittlich 15—20 fühlbare Beben, darunter stets einige starke. Dasselbe gilt für Karema, Utinta, Kirando am östlichen Seeufer. Udjidji und Kigoma sollen dagegen im Durchschnitt jährlich höchstens 5—8 Beben verspüren; heftige sind selten. Marienheim bei Usumbara verzeichnet — wohl auf Grund eines neuen Herdes — allerdings wieder höhere Zahlen. Für Kate und Mwasje auf dem Ufipa-Hochlande werden ähnliche Zahlen wie für Bismarckburg genannt. Leicht erregbare Gebiete finden sich ferner um das Nordende des Njassa-Sees. In Mbosi (Beobachtungszeit 1899—1916) vergeht kaum ein Monat ohne Beben; oft kommen mehrere in einem Monat vor. Auf Station Manow, am Fuße des erloschenen Kyejo-Vulkans, wurden während einer 23jährigen Beobachtung jährlich ohne Ausnahme mehrere Beben, oft auch bis weit über ein Dutzend im Jahre beobachtet. Zerstörungen kamen in Manow sehr oft vor. In Milow ereigneten sich von 1897—1916 20—25 Beben jährlich. Vom Mai bis Dezember 1912 wurden über 40 Erdbeben gezählt. Diese hohe Ziffer von Milow hängt damit zusammen, daß sich in der Breite dieses Ortes am östlichen Njassa-Ufer vor dem Livingstone-Gebirge eine Tiefenrinne hinzieht; nach dieser mögen die Randverwerfungen des Grabens noch besonders lebhaft in absinkender Bewegung sein.

Ein habituelles Schüttergebiet erster Ordnung umgibt die Station Simba im Rukwa-Graben, die nahe dem Ostabfalle des Ufipa-Hochlandes zum Rukwa-Graben liegt. 1911 wurden hier rund 85 Beben gezählt (wahrscheinlich waren es mehr), also an jedem vierten Tage eins. Das Land um Simba ist eines der am häufigsten von Erderschütterungen heimgesuchten der Erde. Auch andere Jahre erreichen hohe Ziffern, wenn auch die des Jahres 1911 wohl ausnahmsweise groß ist. Der Grund für die Bebenhäufigkeit um Simba dürfte darin zu suchen sein, daß Simba in allernächster Nähe einer der kräftigsten Herdlinien der Tanganjika-Rukwa-Njassa-Herdfläche gelegen ist. Geologische Beobachtungen im Rukwa-Graben, wo Verwerfungen jüngsten Alters und schollenartige Zerbrechungen rezenter Seesedimente nachgewiesen wurden, stützen die seismischen Tatsachen aufs beste. Der Rukwa-Graben ist in anhaltender, wohl absinkender Bewegung. Vielleicht bahnt sich über ihn eine Tiefenverbindung zwischen Tanganjika und Njassa-See an.

Ein zweites, ständig erschüttertes Gebiet mag noch erwähnt werden. Es wird durch die Lage der Mission Urwira (rund 130 km

vom Ostufer des Tanganjika) gegeben. Tektonische Linien in der Verlängerung des Ostflügels des Rukwa-Grabens mögen die Erklärung für diese Erscheinung geben.

Eine Reihe schwerer Erderschütterungen der westlichen Bruchzone wurden von Seismometern europäischer Stationen aufgenommen. Das ist bisher wenig beachtet worden. So das Fernbeben vom 1. März 1909, registriert z. B. in Leipzig und Hamburg, vom 18. Mai 1910, registriert in Hamburg. Das zerstörende Weltbeben vom 13. Dezember 1910 wurde von den meisten europäischen Bebenstationen aufgezeichnet; vergleichende Daten für diese wie für die übrigen Beben aus den Beobachtungen afrikanischer und indischer Bebenwarten stehen leider nicht zur Verfügung. Sogar Reikjavik auf Island nahm das letztgenannte Beben noch recht stark instrumentell auf. Göttingen verzeichnete folgendes Seismogramm:

Phase	Zeit	Periode s	Ampl.		
II u. P	11h 47′ 35″ m. Gr. Z.	6	5½ M_E	9 M_N	20 M_Z
ePR1	50 00	5	3½	6	5½
iPR2	51 32	6	2⅔	8	5
PR3	52 00	6	2⅓	8	4
S	55 54	21	45	50	70
PS	56 5	24	25	80	65
eSR1	59 8	22	20	80	40
eL	12h 5 0	—	—	—	—
M	16 0	19	150	160	180
M rep. 1	14 29 0	19	7½	14	20
F	15½				

Die Herddistanz wurde von Göttingen und Hamburg auf 6800 km angegeben. Nach den von der Hauptstation Hamburg aufgenommenen Zeiten berechnet sich die Entfernung des Epizentrums dieses Bebens — die Tanganjika-Njassa-Herdfläche — mit Hilfe der Formel Laska-Omori auf 6800 km, der Formel Omori auf 6700 km und der Formel Laska auf 6820 km. Die Dilatation von Hamburg und Göttingen stimmt mit der wirklichen Entfernung des wahrscheinlichen Bebenherdes gut überein.

Das Fernbeben vom 3. Jan. 1911 wurde registriert z. B. von Hamburg und in de Bilt. Das schwerste ostafrikanische Beben aus neuester Zeit, vom 8. Juli 1919, zeigte in Hamburg folgendes Seismogramm:

Phasen	Zeit	Periode s	Amplituden		
i P_Z	21h 16′ 49″ mittl. Greew. Z.	—	$-A_N$	$-A_E$	$-A_Z$
i S_N	25 30	—	—	—	—
i S_E	25 44	—	—	—	—
e L	(37) —	—	—	—	—
M_Z	45 9	22	—	—	68
M_N	47 8	16	52	—	—
M_E	49 5	15	—	41	—
C	23h 37 —	10—16	—	—	—
F	0h 4 —	—	—	—	—

Es wurde auch in Zürich aufgenommen. Das Epizentrum wurde von Hamburg als an der ostafrikanischen Küste liegend angegeben. Diese wurde jedoch von diesem Beben kaum nennenswert betroffen; das wahre Epizentrum liegt in der Tanganjika-Njassa-Herdfläche. Auch das schwere Erdbeben von Anfang Mai 1919 am Njassa-See wurde wahrscheinlich in Europa registriert. Wenigstens verzeichnet Hamburg unter dem 1. Mai 1919 ein Fernbeben in 7500 km Entfernung.

Es wäre noch kurz zu prüfen, ob sich die westliche Schütterzone über ihr hier besonders betrachtetes Stück in Deutsch-Ostafrika nach Norden und Süden fortsetzt und wie sich nach Westen äußert. Im Norden sind Erdbeben am Albert-Eduard-See bekannt. Ein Beben vom 9. Juli 1912 wurde in Hamburg und de Bilt registriert. Am gleichen Tage wurden im Nordwesten Deutsch-Ostafrikas schwache Erdbeben verzeichnet. Südwärts vom Njassa-See, am Shire, wird von solchen öfter berichtet. Ein am 8. Mai 1915 in Europa registriertes Beben, dessen Herd in das südliche Mozambique mit einer Entfernung von 8830 km verlegt wird, mag diesem Teile der westlichen Schütterzone entspringen.

Auch aus dem Kongostaate liegen eine ganze Reihe von Angaben vor, obgleich die Beobachtungen recht lückenhaft sind. Sie zeigen wenigstens, daß die Landschaften zwischen der ostafrikanischen Seenfurche und dem Kongostrome häufig erschüttert werden. Im Jahre 1910 z. B. wurden 21 Erderschütterungen gezählt. Zum Teile handelt es sich um solche, die sicher von der westlichen Schütterzone ausgehen, zum andern wohl um lokale Vorkommnisse. Ob sich vielleicht im Zuge des nordsüdlichen Laufes des oberen Kongo (oder in dessen Nähe) eine besondere Schütterzone von größerer Intensität andeutet, mag noch dahingestellt bleiben. Das Fernbeben, das unter dem 28. Mai 1919 aus dem nördlichen Rhodesien (Livingstone mit 8^h 23 Ortszeit) gemeldet wird und in Straßburg ziemlich stark registriert wurde, könnte mit dieser zusammenhängen. Auch in Katanga werden nicht selten Beben verspürt.

Wie die geologischen Beobachtungen darüber Aufschluß geben, daß in der westlichen Bruchzone tektonische Bewegungen bis in die jüngste Zeit andauern, so belehren uns die ständigen Beben in ihr im gleichen Sinne. Die Störungszone hat in ihrer ganzen Ausdehnung die Neigung zum tieferen Einsinken. Diese äußert sich gegenwärtig vor allem auf den, ihre tiefsten Absenkungen mit den Graben-Seen verbindenden, im Vergleich zu jenen hoch gelegenen Landbrücken.

Schüttergebiet am Westufer des Viktoria-Sees. Wie schon erwähnt, wurde das große Beben vom 13. Dezember 1910 am Westufer des Viktoria-Sees (Bukoba), trotz der weiten Entfernung vom Epizentrum, sehr kräftig innerhalb eines weniger erschütterten Gebietes verspürt. Dies — wie auch die folgenden

Beobachtungen zeigen — zwingt zu dem Schlusse, daß am westlichen Viktoria-See ein eigner Herd vorhanden ist, der Karagwe-Herd. Dessen reife Spannungen wurden am 13. Dezember durch die von Südwesten heraneilenden Bebenwellen zu einer erheblichen eigenen Kraftäußerung ausgelöst. Es handelt sich um ein Auslösungsbeben großen Stils.

Das Westufer des Viktoria-Sees wird im Ganzen nur wenig erschüttert. Die in der Nähe des Karagwe-Herdes gelegenen Ortschaften beobachten alljährlich Erschütterungen, deren Zahl im Jahresdurchschnitt 5—8 betragen mag. Ihre Stärke ist mit einzelnen Ausnahmen gering. Die Tage dieser Beben stimmen in den meisten Fällen nicht mit den, aus der westlichen Störungszone angegebenen Bebentagen überein, so daß also eine gemeinsame Quelle der Erschütterungen hier und dort fehlt.

Die dem Westufer des Viktoria-Sees entlangziehende Herdlinie erreicht möglicherweise den Albertsee, dessen (nördliches) Umland einen Herd ersten Ranges darstellen dürfte. Dieser äußert sich seinerseits wieder bis zum Viktoria-See. Ob man die nordsüdliche Laufstrecke des Weißen Nils zwischen Albertsee und Gondokoro (oder eine ihm in der Nähe parallel ziehende tektonische Linie), die viele Erdbeben zeigt, mit dem Herde am Viktoria-See und am Albertsee zu einer einheitlichen großen Schütterzone vereinigen soll, bleibe dahingestellt.

Auch südwärts läßt sich die Karagwe-Herdlinie bis tief in den Granitschild verfolgen. Eine Reihe von Stationen in der Nähe des 32. Grades östl. L. verspüren des öfteren Beben, wie Mariahilf, Mariental, Bulungwa, Urambo.

Die erwähnten Beben lassen sich nur als tektonische ansprechen. Schon früher ist von mir der Viktoria-See als tektonisches Bruchfeld von geringer Absenkungstiefe aufgefaßt worden. Die Beben am Westufer stützen diese Annahme, in dessen Bereiche (z. B. in Karagwe) zahlreiche Verwerfungen schon länger wahrscheinlich gemacht sind. Auch an seinem Ostufer treten lokale Beben auf, die zum mindesten darauf hinweisen, daß auch entlang der Ostseite des Sees eine tektonische Zone verläuft. Der Bebenherd am östlichen Viktoria-See steht an Bedeutung dem am westlichen nach.

Nicht zu übersehen ist, daß die Schütterzone am westlichen Viktoria-See in Unjamjembe in nahe Nachbarschaft zu dem, vom Njarasa-Graben herankommenden, sehr bemerkenswerten und starken Dichteminimum tritt.

Schütterellipse der mittleren Störungszone. Sie schließt sich dem Verlaufe der mittleren Störungszone im wesentlichen an. Nach den gesammelten Nachrichten, die aber wegen der geringen Besiedelung der hier in Frage kommenden Landschaften nur spärlich sind, scheint sie weniger aktiv als die westliche.

Im Gebiete des Großen Grabens auf britischem Gebiete kommen nicht selten Erschütterungen leichten Charakters vor.

Aus dem deutschen Anteile der mittleren Bruchzone (Große Bruchstufe bis zum südlichen Ugogo) liegen einzelne ältere gelegentliche Nachrichten über Beben bis zum Jahre 1880 zurück vor. Doch fehlt es durchaus an längeren Beobachtungsreihen. Erdbebenmeldungen sind bekannt seit etwa 1910 von Ufiome, Umbulu, Umbugwe, Kondoa-Irangi, Dodoma, Kitunda, Kilimatinde, Mpapua. Die Zahl der Beben ist gering; doch sind hier immer die spärlichen Quellen zu berücksichtigen. Höhere Stärkegrade werden hin und wieder erreicht. Dr. H. Reck teilte mir mit, daß er während 1914—1916 mehrere starke Erschütterungen im nördlichen Teile der Großen Bruchstufe (z. B. in Umbugwe) erlebte. Ein heftiges Beben fand am 24. Dezember 1914 in Umbugwe statt. Es fällt inmitten einer bebenreichen Zeit, in der infolge einzelner heftiger Stöße Beschädigungen an festen Häusern vorkamen. Diese bebenreiche Zeit reichte von Oktober bis Ende Dezember 1914.

In der Landschaft Irangi kommen Erschütterungen vor, immer leichter Natur. In Ugogo (Granitgebiet des inneren Hochlandes) soll fast in jedem Jahre das eine oder andere schwache Beben zu beobachten sein. Weder in Irangi noch in Ugogo, selbst wo dieses den von der Zentralbahn überquerten großen Staffelbrüchen der Störungszone anliegt, kann von einer erheblichen Seismizität die Rede sein. Hier gilt wie im Küstensaume am ehesten noch das Wort vom „erdbebenarmen" Ostafrika.

Alle diese Erdbeben sind tektonisch. Sie sind zurückzuführen auf schwache Bewegungen entlang den Strukturlinien der vielgestaltigen mittleren Bruchzone. Ein kleiner Teil entstammt jedoch der westlichen Störungszone. Bezüglich einzelner Beben könnte man fragen, ob sie tektovulkanisch oder tektonisch sind, z. B. bei einem Beben am Engai, das mit einem gleichzeitigen starken Ausbruche dieses jetzt im Solfatarenstadium befindlichen Vulkans zusammenfiel. Als rein vulkanisch wären vielleicht anzusehen die Beben im großen Kraterkessel Ngorongoro; doch liegt auch er auf dem tiefen Einbruche des Njarasa-Grabens mit seinen hohen Schwereanomalien.

Eine gewisse Anzahl getrennter Herde werden sich sicher noch in der mittleren Schütterzone bei fortschreitender Kenntnis ausscheiden lassen.

Nur erwähnt werden mag, daß sich die mittlere Schütterellipse in die an Erderschütterungen sehr reiche abessinische Bruchscholle fortsetzt.

Schütterellipse der östlichen Störungszone. Sie ist tätiger als die mittlere, erreicht aber an Aktivität nicht die westliche. Eine Anzahl starker Beben sind aus ihr hervorgegangen, ferner das zerstörende vom 8. März 1920. Wie bei den vor-

besprochenen Schütterellipsen sind wohl auch bei ihr eine Anzahl von langgestreckten Herden zu unterscheiden, die durch nur passiv erregte Strecken getrennt sind.

Ein sich fast in jedem Jahre, oft mehrfach, äußernder Bebenherd findet sich nahe der Küste des Indischen Ozeans im Hinterlande von Mombasa. Wahrscheinlich verlängert er sich nach Südwesten zu einer auch Usambara kreuzenden, einheitlichen Herdfläche. Aus dieser stammt das große Beben vom 8. März 1920.

Im Hinterlande von Mombasa berichten von Erdbeben, oft von beträchtlicher, häuserbeschädigender Stärke, Jimba, Malindi, Rabai, Mombasa, Kilindini. Ein kräftiges Beben in dieser Gegend (15. Mai 1895) wurde bis Usambara und bis zum Kilimandjaro verspürt.

Aus Usambara und Pare liegen zahlreiche Meldungen von einer großen Reihe von Orten vor. Schätzungsweise sind hier nach vielen Angaben altangesessener Kolonisten 6—8 Erschütterungen fast jährlich zu zählen; die Zahl von 10 wird nur ausnahmweise erreicht. Die Beben sind meist nur schwach und äußern sich in starkem Erzittern der festen, niedrigen — deshalb so gut wie erdbebensicheren — Häuser. Starke Beschädigungen wie tiefe Risse im Mauerwerk, Ablösen ganzer Häuserecken, Herausfallen von Ziegeln aus den Fensterbögen wurden erst 1919 und 1920 bemerkt; leichtere Schäden kamen auch sonst vor.

Nach allen Aussagen haben sich die Erderschütterungen in Usambara-Pare seit etwa 1914 vermehrt. In den Jahren 1919 und 1920 häuften sie sich zeitweise in außergewöhnlicher Weise und erreichten sehr hohe Intensitätsgrade. Die Beben Usambara-Pares werden meist im ganzen Lande wahrgenommen, sicher die stärkeren. Letztere werden bis zum Kilimandjaro erwähnt, während oft betont wird, daß sich die schwächeren Usambaras dort nicht mehr bemerkbar machen. Ebenso werden nur die stärkeren an der Küste, so in Tanga, verspürt.

Die Usambara-Pare durcheilenden Beben lassen sich aus einer, diese Landschaften quer durchziehenden Unruhelinie herleiten. Sie läßt in der Regel nur schwache Beben erkennen, ist aber in neuester Zeit in lebhafter Tätigkeit. Sie fällt durchaus in den Bereich der tektonischen östlichen Störungszone. Ihre Lage für Usambara völlig genau anzugeben, ist noch unmöglich. Doch kann man mit ziemlicher Sicherheit den Hauptherd der diese Landschaften durcheilenden Bebenwellen an den Westrand der Unterlandschaft Handeni im Zuge der Täler des Luengera und Bombo verlegen.

Die Seismizität des Nordostens von Deutsch-Ostafrika legt die Frage nach der Entstehung der steil aus den flachen Steppen aufsteigenden Gebirge Usambara und Pare wieder nahe. Sie wurden als „Horstgebirge" bezeichnet. Die sich gegenwärtig in ihnen und an ihren Rändern — hier besonders deutlich am Nordostrande, von dessen Fuße von weithin streichenden Erdbebenspalten

berichtet wird — abspielenden Bewegungen stützen zum mindesten die Annahme, daß nicht Abtragung allein die Steilränder dieser Inselgebirge schuf, sondern daß auch tektonische Kräfte an ihrer Herausragung über das Umland Schuld tragen.

Das heftigste, bisher in Usambara bekannt gewordene Beben ereignete sich am 8. März 1920. Es begann morgens 5^h 45 mit einem sehr starken Stoße. Nach verschiedenen leichteren Stößen erfolgte mittags 12^h 30 der heftigste. Er dauerte 30 Sekunden. In Wuga „legten sich die Mauern sichtbar und schwankten dann wieder zurück, was sich wiederholte". An zahlreichen Orten werden schwere Beschädigungen gemeldet, besonders an den Missionskapellen. Es wurde, soweit bis jetzt bekannt, auch in Tanga verspürt, wo gleichfalls noch leichte Häuserschäden eintraten, am Kilimandjaro und bis an die Ugandabahn in Britisch-Ostafrika (z. B. in Kikuyu).

Die Beben Usambaras werden meist als von Osten kommend berichtet. Sie sind wellenförmig, was einige Male mit den Augen tatsächlich beobachtet wurde. Im Norden äußern sie sich stärker als in der Mitte und im Süden. —

Der mittlere Teil der östlichen Störungszone, die Landschaften Unguru-Usagara, ist nach seiner Seismizität noch kaum zu schildern. Erdbeben finden sich, die sich besonders fühlbar am Hochlandsanstieg äußern.

Im südlichen Teile der gleichen Bruchzone wird Uhehe und Ubena recht häufig erschüttert. In Iringa werden jährlich gegen fünf, wohl auch mehr, schwache Beben vermerkt. Jedoch sind die Quellen hier dürftig. Der Uhehe-Herd ist bereits vom Njassaherd beeinflußt.

Innerhalb der östlichen Schütterellipse hebt sich als besonderes, häufig von Beben durchlaufenes Gebiet ein schmaler Landstreifen ab, der vor allem die Gebirgsklötze des Uluguru- und Upogoro-Gebirges umfaßt. Das Beben vom 9. April 1912 bringt dieses Schütterfeld sehr schön zum Ausdruck; es wurde vom Nordfuße des Uluguru-Gebirges bis südlich von Mahenge verspürt. Das von Pflanzungen reich besiedelte Umland Ulugurus wird jährlich von mehreren, auch kräftigen Erschütterungen heimgesucht. Im Jahre 1918 z. B. wurden mindestens 17 Beben beobachtet.

Daß die östliche Bruchzone einem eigens auszuscheidenden Schütterfeld entspricht, zeigt das Beben vom 3. Oktober 1912, das von Wuga in Usambara über das Uluguru-Gebirge, den Hochlandsanstieg und das Ruaha-Tiefland bis in die Nähe des nördlichen Njassa-Sees zu spüren war. Keine der Stationen im Tanganjika-Njassa-Schüttergebiet verzeichnet dagegen an diesem Tage irgend ein Beben.

Anzeichen dafür sind vorhanden, daß sich diese lange Schütterzone durch Britisch-Ostafrika in die Somalküste fortsetzt.

Die das östliche Störungsgebiet in voller Erstreckung begleitenden Beben bekräftigen seine tektonische Entstehung. Die

häufigen Erschütterungen rings um das Uluguru-Gebirge legen auch dessen tektonische Heraushebung nahe, für die bereits manche geologische Hinweise, so durch E. Hennig, vorhanden sind.

Zum Schluß sei noch die Seismizität des Küstenlandes betrachtet.

Es ist sicher das Gebiet der Kolonie, das die geringste Zahl von Beben aufzuweisen hat. Es können mehrere Jahre vergehen, ohne daß in den Küstenorten eine Erderschütterung verzeichnet wird. Von solchen zerstörenden Charakters ist nichts bekannt. Der Norden des Küstenlandes wird jedoch öfter erschüttert als die Mitte und der Süden. Dies hängt mit ihrer Lage zur östlichen Störungszone zusammen, deren Bewegungen sich im nördlichen schmalen Küstenabschnitte — dort also, wo sie am nächsten an die Küste herantritt — naturgemäß am kräftigsten äußern müssen. Daß die Inseln Pemba und Sansibar etwa ebensooft wie das nördliche Küstenland von Erdbeben betroffen werden, ist durch die Nähe des tiefen Pemba-Grabens erklärt, dessen Brüche noch heute spielen werden.

Die sehr geringe Seismizität der Mitte und des Südens des Küstenlandes steht im Einklange mit der schwachen tektonischen Inanspruchnahme der auf dem Gneissockel aufruhenden jüngeren Sedimentdecke. Im ganzen kann man dies Gebiet, im Vergleiche zu den großen Bruchzonen des Inneren, fast mit seinen wenigen Brüchen als ungestört betrachten. Daran kann auch der schmale, oft stärker gestörte Küstensaum nichts ändern. Das Fehlen junger Bruchlinien von größerer Tiefenwirkung bedingt den Mangel stärkerer seismischer Regungen. Daß die im Innern nachzuweisenden, tiefreichenden tektonischen Vorgänge im Küstenlande fehlen, darauf deutet wiederum das südlich von Daressalam auftretende, und sich allmählich und störungsfrei entwickelnde, aufsteigende Dichteplus (Daressalam + 15, Mozambique + 90) hin, das einzige bisher in der Kolonie nachgewiesene. —

Seit dem Jahre 1908 kann man für Deutsch-Ostafrika bei vorsichtiger Abwägung aller Beobachtungen aus den verschiedenen Teilen des Landes mit mindestens 250—300 Erdbeben jährlich rechnen. An der Jahressumme ist stets mit der größten Zahl von Beben die westliche Störungszone mit ihren verschiedenen Herden beteiligt. In weitem Abstande erst folgt die östliche, während die mittlere in der Zahl ihrer seismischen Äußerungen noch kaum richtig zu fassen ist.

Gehört danach Deutsch-Ostafrika keineswegs zu den am häufigsten erschütterten Gebieten der Erde — Chile z. B. hatte im Jahre 1909 1531, im Jahre 1910 1349 Beben —, so zeigt es nun doch eine Seismizität, die über die bisherigen Kenntnisse von Erdbewegungen in diesem alten Rumpfe weit hinausgeht. Weltbeben gehören zwar zu den Ausnahmen unter seinen seismischen

Äußerungen — sie sind bisher nur aus der westlichen Störungszone bekannt —, sind jedoch häufiger, als man bisher annehmen konnte. Ein nach wissenschaftlichen Gesichtspunkten in Ostafrika angesetzter seismischer Beobachtungsdienst — zu dem in Deutsch-Ostafrika erfreuliche Ansätze vorhanden waren, deren weiterer Ausbau beabsichtigt war — würde neben seinem speziellen Zweck auch eine außerordentliche Bereicherung unserer Erkenntnis über Bau und Bewegungen der Störungszonen vor allem bringen.

Besprechungen.

H. Cloos: Der Mechanismus tiefvulkanischer Vorgänge. Samml. Vieweg. Heft 57. 1921. 95 p. mit 24 Zeichnungen u. 1 Karte.

Die vorliegende Schrift richtet sich an einen weiteren Leserkreis. Hauptsächlich am Granit von Strehlen in Schlesien und am Riesengebirge sucht Verf. zu zeigen, daß ganz allgemein im Mechanismus plutonischer Vorgänge der Glutfluß keine aktive Rolle spielt. Der Granit dringt lediglich dort nach, wo durch die Gebirgsfaltung und ihre Folgen Raum geschaffen wird. Daß derselbe Gebirgsdruck, dem die Auffaltung des Nebengesteins zuzuschreiben ist, auf den noch flüssigen Granit wirksam gewesen ist, zeigt sich nicht nur an der Richtung der Streckung, der Schlieren, der Aneinanderreihung der Schollenbruchstücke und des Kontaktes, sondern auch am Verlauf der Klüftung parallel zur Streckung und senkrecht dazu. „Diagonalflächen" (= Klüfte) werden in der Art der „Mohr'schen Linien" erklärt, die z. B. an Metallblöcken durch einseitigen Druck entstehen, infolgedessen in der Druckrichtung eine Verkürzung, senkrecht dazu eine Querdehnung mit tonnenförmiger Ausbauchung stattfindet. Ganz analog wirkt der Belastungsdruck. Nur bei größeren Schollen vermag schon die Schwere der einzelnen Scholle die Vertikalverschiebung bewirken; im ganzen aber sind die Schollen der Schollengebirge nicht zerrissen, sondern zerdrückt worden.

Nach Verf.'s Meinung verhält sich der plutonische Schmelzfluß passiv, er wird emporgepreßt durch den tektonischen Druck. Wenn die Schmelze zur Faltung tritt, wird sie als hochplastisches Material gleich den Salz- und Tonmassen vorzugsweise an den Umbiegungsstellen angeordnet. Steht die Achse der Umbiegung vertikal, so entstehen Intrusionen von sichelförmigem Querschnitt, wofür der Name Harpolith vorgeschlagen wird; die Intrusionen der Zoptengruppe, von Nimptsch, von Frankenstein und Glatz-Reichenstein gehören dahin. Für eine überfaltete, während der Faltung noch flüssig gewesene Granitschmelze hält Verf. die erzgebirgische Gneiskuppel. Ein aktives Übersichbrechen diskordanter Intrusionen im Sinne Daly's wird abgelehnt, der Gebirgsdruck allein bewirkt

die Zertrümmerung der Schollen, an deren Stelle die Schmelze nachdringt. Nicht durch Zerrung oder Zerrüttung, sondern durch Druckkräfte entstehen die offenen Spalten, durch Seitendruck die Hoch- und Querdehnung und damit die Hochwölbung der Schichten, und nicht durch aktives Zutun des granitischen Kernes. Einschmelzung des Nebengesteins spielt nur eine geringe Rolle.

Der Unterzeichnete begnügt sich hier damit, auf den Inhalt des Werkes hinzuweisen; an Widerspruch wird es nicht fehlen.

Bergeat.

K. Andrée: Geologie in Tabellen. I. Borntraeger-Berlin 1921 (96 p. 8°).

Ein Bedürfnis nach übersichtlicher Anordnung des Lern- und Lehrstoffes in Tabellenform ist für das weitestverbreitete visuelle Gedächtnis unabweisbar, dem Bedürfnis entgegenzukommen, ohne jedes Bedenken. Ein System, sei es für organische oder anorganische Wissenschaften bestimmt, soll bewußt willkürlich, in Anlehnung an den Gegenstand dennoch streng schematisch sein, sich nicht scheuen, natürliche Folgen durch schärfste Grenzführung zu zerschneiden. Nicht ein solches Schema als Hilfsmittel des Geistes richtet Unheil an, sondern seine falsche Anwendung, insbesondere seine Verwechslung mit der Natur selber.

So kann die Verteidigung vorliegender Tabellen durch den Verf. in der Einführung nur gebilligt werden. Wohl jeder, der im Unterricht steht, ist genötigt, sich derartiges zu schaffen oder noch besser: seine Schüler dazu anzuregen. Denn erst als Niederschlag vollzogener eigener Arbeit vermögen sie ihren vollen Wert zu entfalten. Diese Arbeit dem Lernenden abnehmen zu wollen, könnte verhängnisvoll erscheinen.

Damit soll der Veröffentlichung in handlicher Form keineswegs widersprochen sein. Ein Nachschlageheft in sauberem Druck ist auch dem besten Gedächtnis willkommen.

Die schematische Form der Inhaltswiedergabe ist hier selbst wieder systematisch über den ganzen Umfang der Wissenschaft nach Möglichkeit ausgebreitet, von den astronomischen Beziehungen der Erde über den Gesamtaufbau bis zu den Oberflächenerscheinungen, die den Hauptbestandteil des uns zugänglichen Wissensgebiets ausmachen. Auch Hilfswissenschaften sind nicht vergessen. Außer Tabellen dienen auch Definitionen, Skizzenschemata, Kurven dem Zweck. Teil I enthält aus der Allgemeinen Geologie A. Grundlegendes, B. Petrographisch-Mineralogisches, Vulkanismus, Tektonik, Erdbeben. Angekündigt werden Exogene Dynamik, Kristalline Schiefer und Historische Geologie in zwei weiteren Heften.

Für umfangreichere Tabellen wäre ein größeres Format sehr erwünscht, da Teilungen einen Hauptzweck, die Übersehbarkeit, vereiteln. Bei den Mineralien und in der Stratigraphie dürfte sich dies Bedürfnis vornehmlich bemerkbar machen. **Hennig.**

1. Januar 1921 No. 1

Centralblatt
für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem
Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

Herausgegeben von

R. Brauns, in Bonn, **Th. Liebisch**, in Berlin, **E. Hennig**, in Tübingen, **J. F. Pompeckj** in Berlin



STUTTGART 1921
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
(Erwin Nägele).

Dieser Nummer ist beigefügt ein Prospekt der **E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung (Erwin Nägele)** in **Stuttgart** betr. **Noetling, Die kosmischen Zahlen der Cheopspyramide.**

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc.

Besprechungen.

Zur Veröffentlichung im Centralblatt für Mineralogie etc. sind an Original-Mitteilungen weiterhin eingegangen:

(Drucklegung in der Reihenfolge des Eingangs kann aus technischen Gründen nicht gewährleistet werden.)

K. Spangenberg: Einfache Vorrichtung zur Darstellung von beliebigen Kristallstruktur-Modellen. (9. 12. 1920.)

B. v. Freyberg: Einige neue Aufschlüsse in den Eruptivgesteinen der Gehrener Schichten des Thüringer Waldes. (9. 12. 1920.)

Wilh. R. Eckardt: Die Wegener'sche Verschiebungshypothese und die geologischen Klimate. (14. 12. 1920.)

Redaktionswechsel.

An Stelle von Herrn Geheimrat Pompeckj hat Herr Prof. Dr. Hennig in Tübingen die Redaktion der Abteilung: **Regionale und Historische Geologie** übernommen. Wir bitten daher alle diesem Gebiet angehörenden Sendungen von Manuskripten und Drucksachen hinfort zu richten an:

Prof. Dr. E. Hennig, Tübingen,
Geol.-paläontologisches Institut der Universität.

Redaktion und Verlag
des Neuen Jahrbuchs und des Centralblattes
f. Mineralogie, Geologie und Paläontologie.

15. Januar 1921 No. 2

Centralblatt
für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem
Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

Herausgegeben von

R. Brauns, in Bonn
Th. Liebisch, in Berlin
E. Hennig, in Tübingen
J. F. Pompeckj in Berlin



STUTTGART 1921
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
(Erwin Nägele).

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc.

Besprechungen.

Zur Veröffentlichung im Centralblatt für Mineralogie etc. sind an Original-Mitteilungen weiterhin eingegangen:

(Drucklegung in der Reihenfolge des Eingangs kann aus technischen Gründen nicht gewährleistet werden.)

M. Richter: Unter- und Mitteldevon im Oberbergischen zwischen Agger und Sieg. (18. 12. 1920.)

H. Rose und O. Mügge: Einschlüsse kalkiger und kieseliger Gesteine im Basalt der Blauen Kuppe bei Eschwege. (25. 12. 1920.)

Redaktionswechsel.

An Stelle von Herrn Geheimrat Pompeckj hat Herr Prof. Dr. Hennig in Tübingen die Redaktion der Abteilung: **Regionale und Historische Geologie** übernommen. Wir bitten daher alle diesem Gebiet angehörenden Sendungen von Manuskripten und Drucksachen hinfort zu richten an:

Prof. Dr. E. Hennig, Tübingen,
Geol.-paläontologisches Institut der Universität.

Redaktion und Verlag
des Neuen Jahrbuchs und des Centralblattes
f. Mineralogie, Geologie und Paläontologie.

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung (Erwin Nägele), Stuttgart, Johannesstr. 3a.

Druck von Carl Grüninger Nachf. Ernst Klett, Buchdruckerei Zu Gutenberg, Stuttgart.

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung (Erwin Nägele),
Stuttgart, Johannesstr. 3a.
Druck von Carl Grüninger Nachf. Ernst Klett, Buchdruckerei Zu Gutenberg, Stuttgart.

1. Februar 1921 No. 3

Centralblatt
für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem
Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

Herausgegeben von

R. Brauns, in Bonn
Th. Liebisch, in Berlin
E. Hennig, in Tübingen
J. F. Pompeckj in Berlin



STUTTGART 1921
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
(Erwin Nägele).

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc.

Besprechungen.

Zwischen der Redaktion und dem Verlag des Neuen Jahrbuchs für Mineralogie etc. und der Zeitschrift für Kristallographie werden die folgenden Vereinbarungen getroffen:

1. Redaktion und Verlag des Neuen Jahrbuchs für Mineralogie etc. und die Zeitschrift für Kristallographie bilden eine lose Interessengemeinschaft in dem Sinne, daß sie sich gegenseitig zu ergänzen suchen.

2. Die Redaktion des Neuen Jahrbuchs für Mineralogie etc. erhält ein Tauschexemplar der Zeitschrift für Kristallographie, die Redaktion der Zeitschrift für Kristallographie ein Tauschexemplar des Neuen Jahrbuchs für Mineralogie.

3. Die beiderseitigen Arbeitsgebiete werden wie folgt abgegrenzt: Der Zeitschrift für Kristallographie werden alle Arbeiten aus dem Gebiete der reinen Kristallographie, Kristallphysik und Kristallchemie zugewiesen, soweit die Verfasser nicht ausdrücklich etwas anderes bestimmen.

Arbeiten mit vorwiegend oder nur mineralogisch-paragenetischer oder petrographisch-geologischer Fragestellung werden in gleicher Weise dem Neuen Jahrbuch für Mineralogie etc. zugewiesen.

Arbeiten über kristallographische, physikalische und chemische Eigenschaften der Mineralien werden von derjenigen der beiden Zeitschriften aufgenommen, der sie von dem Verfasser zugehen.

4. Die allgemeine Abgrenzung gilt auch für das Centralblatt für Mineralogie etc. und für die kurzen Originalmitteilungen in der Zeitschrift für Kristallographie.

5. Die Zeitschrift für Kristallographie führt statt des üblichen Referatenteils einen referierenden Teil ein, in dem die neu bestimmten Daten von Kristallen in Ergänzung von Groth's Chemischer Kristallographie, nach sachlichem Gesichtspunkt geordnet, zusammengestellt werden.

Bonn, den 30. Dez. 1920. Zürich, den 1. Jan. 1921.

R. Brauns. **P. Niggli.**

Verlag
der Zeitschrift für Kristallographie,
des Neuen Jahrbuchs und Centralblattes für Mineralogie etc.

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung (Erwin Nägele),
Stuttgart, Johannesstr 3 a.
Druck von Carl Grüninger Nachf. Ernst Klett, Buchdruckerei Zu Gutenberg, Stuttgart.

15. Februar 1921 No. 4

Centralblatt
für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem
Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

Herausgegeben von

R. Brauns, in Bonn; Th. Liebisch, in Berlin; E. Hennig, in Tübingen; J. F. Pompeckj, in Berlin



STUTTGART 1921
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
(Erwin Nägele).

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc.

Zur Veröffentlichung im Centralblatt für Mineralogie etc. sind an Original-Mitteilungen weiterhin eingegangen:

(Drucklegung in der Reihenfolge des Eingangs kann aus technischen Gründen nicht gewährleistet werden.)

F. B. Nopcsa: Zur system. Stellung von Poposaurus (Mehl). (Aug. 1920.)

M. Schlosser: Neuere Funde von Wirbeltieren. besonders Säugetieren im Tertiär und Pleistocän der Iberischen Halbinsel. (10. 12. 1920.)

A. Remane: Zur Beurteilung der fossilen Anthropoiden. (21. 12. 1920.)

R. Brill: Aucella Bronni im schwäbischen Jura. (28. 12. 1920.)

R. Brauns: Bildung und Beständigkeit von Modifikationen polymorpher Körper unterhalb ihrer Umwandlungstemperatur. (9. 1. 1921.)

P. Keßler: Die Bedeutung der jährlichen Klimaschwankungen und des Reliefs für die Bodenbildung. (11. 1. 1921.)

M. Henglein: Phenakit aus dem Granit von Hilbersdorf bei Reichenbach in der Oberlausitz. (21. 1. 1921.)

R. Nacken und W. Wolff: Ueber die Absorption von Gasen durch Chabasit. (22. 1. 1921.)

H. P. Cornelius: Ueber ein neues Andalusitvorkommen in der Ferwallgruppe (Vorarlberg) und seine regionalgeologische Bedeutung. (28. 1. 1921.)

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung (Erwin Nägele), Stuttgart, Johannesstr. 3 a.

Druck von Carl Grüninger Nachf. Ernst Klett, Buchdruckerei Zu Gutenberg, Stuttgart.

1. März 1921 No. 5

Centralblatt
für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem
Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

Herausgegeben von

R. Brauns, in Bonn, Th. Liebisch, in Berlin, E. Hennig, in Tübingen, J. F. Pompeckj in Berlin



STUTTGART 1921
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
(Erwin Nägele).

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc.

Besprechungen.

Zur Veröffentlichung im Centralblatt für Mineralogie etc. sind an Original-Mitteilungen weiterhin eingegangen:

(Drucklegung in der Reihenfolge des Eingangs kann aus technischen Gründen nicht gewährleistet werden.)

H. Reck und W. O. Dietrich: Ein Beitrag zur geologischen Kenntnis der Landschaft Usaramo in Deutsch-Ostafrika. (Jan. 1921.)

H. Reck: Ueber eine neue Faunula im Juragebirge der deutsch-ostafrikanischen Mittellandbahn. (Jan. 1921.)

— Ueber das Alter der jungen Sedimente und des Pecten Vaselli Fucus an der ostafrikanischen Küste. (Jan. 1921.)

K. Skoetsch: Die Einschlüsse in den Basalten zwischen Godesberg und Remagen. (4. 2. 1921.)

J. Renck: Ein neues Achatvorkommen in den Vogesen. (12. 2. 21.)

E. Kraus: Von der Westküste des Muschelsandsteinmeeres unterer Muschelkalk von Elsaß-Lothringen. (16. 2. 1921.)

W. Oertel: Revision der Liasgeschiebe Mecklenburgs. (16. 2. 1921.)

F. Broili: Ein Fund von cf. Placerias Lucas in der kontinentalen Trias von Europa. (Febr. 1921.)

H. Schmidt: Ueber Goniatiten — eine Revision ihrer Systematik mit Beifügung neuer Beobachtungen. (Febr. 1921.)

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung (Erwin Nägele), Stuttgart, Johannesstr. 3a.

Druck von Carl Grüninger Nachf. Ernst Klett, Buchdruckerei Zu Gutenberg, Stuttgart.

15. März 1921 No. 6

Centralblatt
für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem

Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

Herausgegeben von

R. Brauns, in Bonn; Th. Liebisch, in Berlin; E. Hennig, in Tübingen; J. F. Pompeckj, in Berlin



STUTTGART 1921
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
(Erwin Nägele).

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc. Seite

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung (Erwin Nägele), Stuttgart, Johannesstr. 3a.

Druck von Carl Grüninger Nachf. Ernst Klett, Buchdruckerei Zu Gutenberg, Stuttgart.

1. April 1921 No. 7

Centralblatt
für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem
Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

Herausgegeben von

R. Brauns, in Bonn
Th. Liebisch, in Berlin
E. Hennig, in Tübingen
J. F. Pompeckj in Berlin



STUTTGART 1921
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
(Erwin Nägele).

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc.

Besprechungen.

Zur Veröffentlichung im Centralblatt für Mineralogie etc. sind an Original-Mitteilungen weiterhin eingegangen:

(Drucklegung in der Reihenfolge des Eingangs kann aus technischen Gründen nicht gewährleistet werden.)

W. Wenz: Zur Frage der Altersstellung des schwäb. Tertiärs. (16. 2. 1921.)

W. Hammer: Ueber eine metasomatische Bildung von Magnesit (Breunerit) nach Peridotit. (21. 2. 1921.)

S. Reinheimer: Bemerkungen zur Bestimmung numerischer Aperturen an Dünnschliffen zu diagnostischen Zwecken. (28. 2. 1921.)

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung (Erwin Nägele), Stuttgart, Johannesstr. 3 a.

Druck von Carl Grüninger Nachf. Ernst Klett, Buchdruckerei Zu Gutenberg, Stuttgart.

15. April 1921 No. 8

Centralblatt
für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem
Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

Herausgegeben von

R. Brauns, in Bonn
Th. Liebisch, in Berlin
E. Hennig, in Tübingen
J. F. Pompeckj in Berlin



STUTTGART 1921
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
(Erwin Nägele).

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc.

Besprechungen.

Zur Veröffentlichung im Centralblatt für Mineralogie etc. sind an Original-Mitteilungen weiterhin eingegangen:

(Drucklegung in der Reihenfolge des Eingangs kann aus technischen Gründen nicht gewährleistet werden.)

A. Liebus: Einige Bemerkungen über die Triasablagerungen der Insel Rußkij bei Wladiwostok. (12. 3. 1921.)

H. M. E. Schürmann: Beiträge zur Petrographie der östlichen arabischen Wüste Aegyptens. (14. 3. 1921.)

E. Stecher: Hemimorphe Eiskristalle. (23. 3. 1921.)

B. Goßner: Zur chemischen Konstitution von Silikaten. (23. 3. 1921.)

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung (Erwin Nägele), Stuttgart, Johannesstr. 3 a.

Druck von Carl Grüninger Nachf. Ernst Klett, Buchdruckerei Zu Gutenberg, Stuttgart.

1. Mai 1921 No. 9

Centralblatt
für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem
Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

Herausgegeben von

R. Brauns, Th. Liebisch, E. Hennig, J. F. Pompeckj
in Bonn in Berlin in Tübingen in Berlin



STUTTGART 1921
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
(Erwin Nägele).

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc.

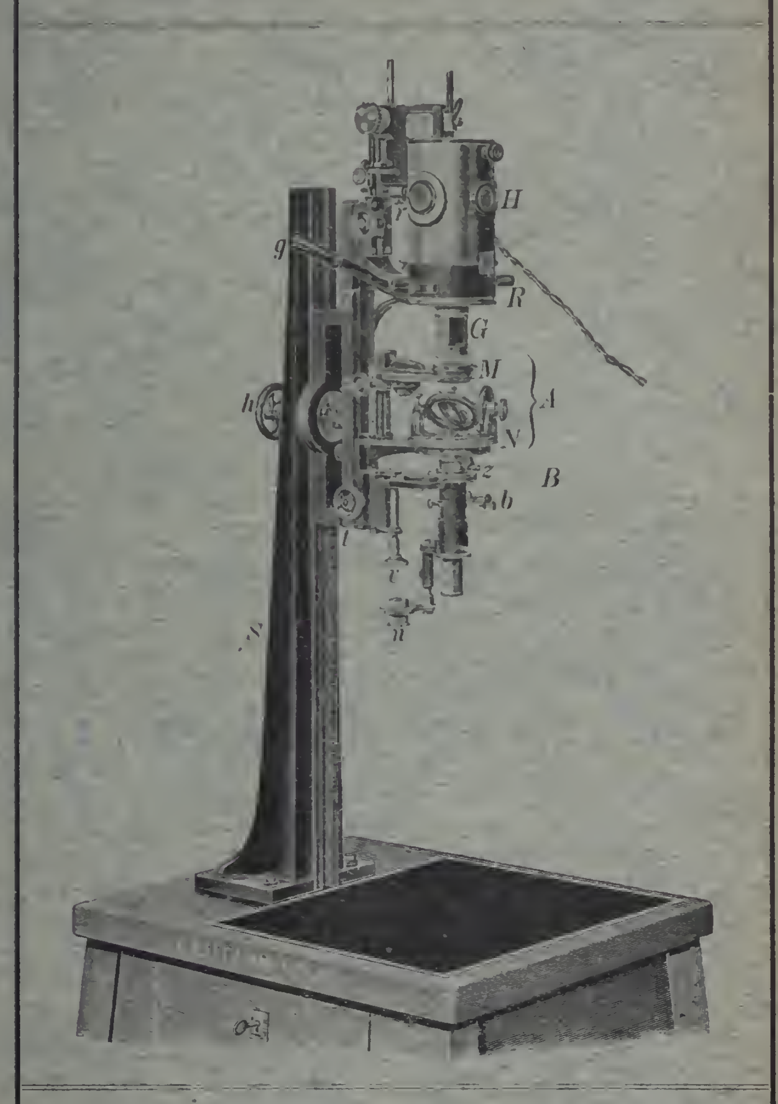
Besprechungen.

Zur Veröffentlichung im Centralblatt für Mineralogie etc. sind an Original-Mitteilungen weiterhin eingegangen:

(Drucklegung in der Reihenfolge des Eingangs kann aus technischen Gründen nicht gewährleistet werden.)

W. Wetzel: Darstellung von Flußspat bei Zimmertemperatur. (8. 3. 1921.)

A. Hadding: Ueber Störungen der Linienabstände und der Linienbreite bei Debyediagrammen. (29. 3. 1921.)


H
g
R
G
M
A
N
h
B
b

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung (Erwin Nägele), Stuttgart, Johannesstr. 3a.

Druck von Carl Grüninger Nachf. Ernst Klett, Buchdruckerei Zu Gutenberg, Stuttgart.

15. Mai 1921 No. 10

Centralblatt
für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem
Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

Herausgegeben von

R. Brauns, Th. Liebisch, E. Hennig, J. F. Pompeckj
in Bonn in Berlin in Tübingen in Berlin



STUTTGART 1921
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
(Erwin Nägele).

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc.

Zur Veröffentlichung im Centralblatt für Mineralogie etc. sind an Original-Mitteilungen weiterhin eingegangen:

(Drucklegung in der Reihenfolge des Eingangs kann aus technischen Gründen nicht gewährleistet werden.)

H. A. Brouwer: Studien über Kontaktmetamorphose in Niederl.-Ostindien. (13. 4. 1921.)

Fr. Katzer: Die sogenannte Ueberschiebung von Livno. (19. 4. 1921.)

G. Adolf, M. Pulfrich u. G. Linck: Ueber die Darstellung des Dolomits und die Dolomite des Röt in der Umgebung von Jena. (27. 4. 1921.)

Clem. Wurm: Die Mineralien in den Einschlüssen des Basaltes vom Finkenberg bei Beuel. (2. 5. 1921.)

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung (Erwin Nägele), Stuttgart, Johannesstr. 3a.
Druck von Carl Grüninger Nachf. Ernst Klett, Buchdruckerei Zu Gutenberg, Stuttgart.

1. Juni 1921 No. 11

Centralblatt
für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem
Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

Herausgegeben von

R. Brauns, in Bonn
Th. Liebisch, in Berlin
E. Hennig, in Tübingen
J. F. Pompeckj in Berlin



STUTTGART 1921
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
(Erwin Nägele).

Dieser Nummer ist beigefügt ein Prospekt der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung (Erwin Nägele) in Stuttgart betr. Bubnoff, Die Grundlagen der Deckentheorie in den Alpen.

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc.

Besprechungen.

Zur Veröffentlichung im Centralblatt für Mineralogie etc. sind an Original-Mitteilungen weiterhin eingegangen:

(Drucklegung in der Reihenfolge des Eingangs kann aus technischen Gründen nicht gewährleistet werden.)

M. Berek: Lichtfilter für die Benutzung künstlicher Lichtquellen beim Mikroskopieren im polarisierten Licht. (13. 5. 1921.)
K. Willmann: Die natürlichen Eisenoxydhydrate. (15. 5. 1921.)
C. Doelter: Erzeugung rosenroter Färbung in Fluorit. (17. 5. 1921.)

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung (Erwin Nägele), Stuttgart, Johannesstr. 3a.
Druck von Carl Grüninger Nachf. Ernst Klett, Buchdruckerei Zu Gutenberg, Stuttgart.

15. Juni 1921 No. 12

Centralblatt
für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem
Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

Herausgegeben von

R. Brauns, in Bonn
Th. Liebisch, in Berlin
E. Hennig, in Tübingen
J. F. Pompeckj, in Berlin



STUTTGART 1921
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
(Erwin Nägele).

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc.

Besprechungen.

Wechsel in der Schriftleitung.

Nach dem Ausscheiden des Herrn Geheimrat Liebisch hat die Schriftleitung der Abteilung: Petrographie und Allgemeine Geologie Herr Professor Dr. A. Bergeat in Kiel übernommen.

Wir bitten die Herren Mitarbeiter, die für das Neue Jahrbuch bezw. Centralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie bestimmten Abhandlungen, Referate und Originalmitteilungen etc. aus den Gebieten

1. Kristallographie, Mineralphysik, Mineralchemie, Einzelne Mineralien, Vorkommen von Mineralien, Meteoriten, Lagerstätten nutzbarer Mineralien an Herrn Geheimrat Prof. Dr. **R. Brauns, Bonn,** Min.-petr. Institut,
2. Allgemeine Geologie, Experimentelle Geologie, Radioaktivität, Allgemeine u. regionale Petrographie an Herrn Prof. Dr. **A. Bergeat, Kiel,** Min. Institut,
3. Geologische Karten, Regionale Geologie, Historische Geologie an Herrn Prof. Dr. **E. Hennig, Tübingen,** Geol.-pal. Institut,
4. Paläontologie an Herrn Geheimrat Prof. Dr. **J. F. Pompeckj, Berlin N. 4, Invalidenstr. 43,** gelangen lassen zu wollen.

Alle die innere und äußere Ausgestaltung, sowie die Gesamtleitung des Jahrbuches und Centralblattes betreffenden Fragen bitten wir, an Herrn Geheimrat Dr. **R. Brauns** richten zu wollen.

Redaktion und Verlag
des Neuen Jahrbuchs f. Mineralogie, Geologie u. Paläontologie.
R. Brauns. A. Bergeat. E. Hennig. J. F. Pompeckj.
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
(Erwin Nägele) Stuttgart, Johannesstr. 3a.

E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Erwin Nägele) in Stuttgart.

PALAEONTOGRAPHICA.

Beiträge zur Naturgeschichte der Vorzeit.

Herausgegeben von

Prof. Dr. **J. F. Pompeckj** in Berlin.

Bisher erschienen 63 Bände in Quartformat mit zahlreichen Tafeln und Textabbildungen.

Die Abhandlungen sind auch einzeln zu haben. Im Nachstehenden führen wir eine Anzahl der in der letzten Zeit erschienenen Arbeiten an:

Schmidt, Ernst Wilh.: Die Arieten des unteren Lias von Harzburg. 5 Bogen mit 7 Tafeln, 4 Lobentafeln und 5 Textfiguren.

Brandes, Theod.: Plesiosauriden aus dem unteren Lias von Halberstadt. 2 Bogen mit 2 Tafeln und 10 Textfiguren.

Loesch, Karl C. v.: Die Nautilen des weißen Jura. I. Teil. 11½ Bogen mit 6 Tafeln und 8 Textfiguren

Boehnke, Kunibert: Die Stromatoporen der nordischen Silurgeschiebe in Norddeutschland und in Holland. 5½ Bogen mit 3 Tafeln und 35 Textfiguren.

Krenkel, E.: Monographie der Kelloway-Fauna von Popilaui in Westrußland. 22 Bogen mit 10 Tafeln und 26 Textfiguren.

Huene, Fr. v.: Beiträge zur Kenntnis der Ichthyosaurier im deutschen Muschelkalk. 8½ Bogen mit 7 Tafeln, 96 Textfiguren und 1 Textbeilage.

Salfeld, Hans: Monographie der Gattung Ringsteadia (gen. nov.). 2 Bogen mit 6 Tafeln und 1 Textfigur.

Wedekind, R.: Die Genera der Palaeoammonoidea (Goniatiten). 12½ Bogen mit 9 Tafeln und 54 Textfiguren.

Kräusel, R.: Die fossilen Koniferenhölzer (unter Ausschluß von Araucarioxylon Kraus). 11¼ Bogen.

Hadding, Assar: Kritische Studien über die Terebratula-Arten der schwedischen Kreideformation. 3 Bogen mit 9 Tafeln und 5 Textabbildungen.

Stolley, E.: Beiträge zur Kenntnis der Ganoiden des deutschen Muschelkalks. 8 Bogen mit 3 Tafeln.

v. Seidlitz, Wilfried: Trematosaurus Fuchsi, ein Labyrinthodont aus dem thüringischen Buntsandstein. 1½ Bogen mit 2 Tafeln.

Schlosser, M.: Beiträge zur Kenntnis der Säugetierreste aus dem untersten Eocaen von Reims. 6 Bogen mit 2 Tafeln und 1 Textfigur.

== Inhalts- und Preisverzeichnisse stehen zu Diensten. ==

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung (Erwin Nägele), Stuttgart, Johannesstr. 3 a.
Druck von Carl Grüninger Nachf. Ernst Klett, Buchdruckerei Zu Gutenberg, Stuttgart

1. Juli 1921 No. 13

Centralblatt
für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem
Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

Herausgegeben von

R. Brauns, in Bonn
A. Bergeat, in Kiel
E. Hennig, in Tübingen
J. F. Pompeckj in Berlin



STUTTGART 1921
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
(Erwin Nägele).

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc.

Wechsel in der Schriftleitung.

Nach dem Ausscheiden des Herrn Geheimrat Liebisch hat die Schriftleitung der Abteilung: Petrographie und Allgemeine Geologie Herr Professor Dr. A. Bergeat in Kiel übernommen.

Wir bitten die Herren Mitarbeiter, die für das Neue Jahrbuch bezw. Centralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie bestimmten Abhandlungen, Referate und Originalmitteilungen etc. aus den Gebieten

1. Kristallographie, Mineralphysik, Mineralchemie, Einzelne Mineralien, Vorkommen von Mineralien, Meteoriten, Lagerstätten nutzbarer Mineralien an Herrn Geheimrat Prof. Dr. **R. Brauns, Bonn,** Min.-petr. Institut,
2. Allgemeine Geologie, Experimentelle Geologie, Radioaktivität, Allgemeine u. regionale Petrographie an Herrn Prof. Dr. **A. Bergeat, Kiel,** Min. Institut,
3. Geologische Karten, Regionale Geologie, Historische Geologie an Herrn Prof. Dr. **E. Hennig, Tübingen,** Geol.-pal. Institut,
4. Paläontologie an Herrn Geheimrat Prof. Dr. **J. F. Pompeckj, Berlin N. 4, Invalidenstr. 43,**

gelangen lassen zu wollen.

Alle die innere und äußere Ausgestaltung, sowie die Gesamtleitung des Jahrbuches und Centralblattes betreffenden Fragen bitten wir, an Herrn Geheimrat Dr. **R. Brauns** richten zu wollen.

Redaktion und Verlag
des Neuen Jahrbuchs f. Mineralogie, Geologie u. Paläontologie.
R. Brauns. A. Bergeat. E. Hennig. J. F. Pompeckj.

E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
(Erwin Nägele) Stuttgart, Johannesstr. 3a.

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung (Erwin Nägele),
Stuttgart, Johannesstr. 3a.
Druck von Carl Grüninger Nachf. Ernst Klett, Buchdruckerei Zu Gutenberg, Stuttgart.

15. Juli 1921 No. 14

Centralblatt
für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem
Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

Herausgegeben von

R. Brauns, in Bonn
A. Bergeat, in Kiel
E. Hennig, in Tübingen
J. F. Pompeckj in Berlin



STUTTGART 1921
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
(Erwin Nägele).

Dieser Nummer ist beigefügt ein Prospekt der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung (Erwin Nägele) in Stuttgart betr. Rosenbusch-Wülfing, Mikroskopische Physiographie der petrographisch wichtigen Mineralien. I. Bd., 1. Hälfte, 1. Liefg.

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc.

Besprechungen.

Zur Veröffentlichung im Centralblatt für Mineralogie etc. sind an Original-Mitteilungen weiterhin eingegangen:

(Drucklegung in der Reihenfolge des Eingangs kann aus technischen Gründen nicht gewährleistet werden.)

W. O. Dietrich: Zur spätglazialen Steppenfauna. (Mai 1921.)

F. Heritsch: Zwei neue Tabulaten aus dem alpinen Mesozoicum. (Mai 1921.)

Otto Schlagintweit: Die Ceratiten des mittleren Hauptmuschelkalks Würzburgs. (Mai 1921.)

Steph. Richarz: Neue Wirbeltierfunde in den Tonen von Tegelen bei Venlo. (Mai 1921.)

O. Wilckens: Das Diluvium der Umgegend von Bremen. (26. 5. 21.)

W. Wenz: Ueber die zoogeographischen Beziehungen der Land- und Süßwassermollusken des europäischen Tertiärs. (Juni 1921.)

O. Wilckens: Die Dünen zwischen Unterelbe und Unterweser. (11. 6. 1921.)

E. Wittich u. J. Kratzert: Ueber ein neues Vorkommen von Dumorticrit im Granit bei Guadalcázar, Nordmexiko. (13. 6. 1921.)

A. Beutell: Die Wasserbindung im Heulandit. (13. 6. 1921.)

O. Mügge: Ueber Quarz als geologisches Thermometer und die Bedeutung der Zusammensetzungsfläche von Zwillingen. (23. 6. 1921.)

H. Philipp: Beitrag zur Kenntnis der Bewegungsvorgänge in hochviskosen geologischen Flüssigkeiten. (Juni 1921.)

W. O. Dietrich: Ueber den „horizontalen Zahnwechsel“ bei Mastodon und Elephas. (Juli 1921.)

A. und M. Vendl: Ueber Amphibolite aus den Südkarpaten. (2. 7. 1921.)

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung (Erwin Nägele), Stuttgart, Johannesstr. 3a.
Druck von Carl Grüninger Nachf. Ernst Klett, Buchdruckerei Zu Gutenberg, Stuttgart.

1. August 1921 No. 15

Centralblatt
für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem
Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

Herausgegeben von

R. Brauns, in Bonn
A. Bergeat, in Kiel
E. Hennig, in Tübingen
J. F. Pompeckj in Berlin



STUTTGART 1921
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
(Erwin Nägele).

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc.

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung (Erwin Nägele), Stuttgart, Johannesstr. 3a.
Druck von Carl Grüninger Nachf. Ernst Klett, Buchdruckerei Zu Gutenberg, Stuttgart.

15. August 1921 No. 16

Centralblatt
für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem
Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

Herausgegeben von

R. Brauns, in Bonn
A. Bergeat, in Kiel
E. Hennig, in Tübingen
J. F. Pompeckj in Berlin



STUTTGART 1921
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
(Erwin Nägele).

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc.

Zur Veröffentlichung im Centralblatt für Mineralogie etc. sind an Original-Mitteilungen weiterhin eingegangen:

(Drucklegung in der Reihenfolge des Eingangs kann aus technischen Gründen nicht gewährleistet werden.)

W. Schüler: Analyse des Paradoxit von Euba in Sachsen. (30. 6. 1921.)

F. Machatschki: Das Magnesitvorkommen im Kaswassergraben bei Großreifling. (4. 7. 1921.)

F. Katzer: Schwarzer Poechit aus der metasomatischen Eisenerzzone von Vareš in Bosnien. (13. 7. 1921.)

E. Krenkel: Die Erdbeben Ostafrikas. (14. 7. 1921.)

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung (Erwin Nägele), Stuttgart, Johannesstr. 3a.

Druck von Carl Grüninger Nachf. Ernst Klett, Buchdruckerei Zu Gutenberg, Stuttgart.

1. September 1921 No. 17

Centralblatt
für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem
Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

Herausgegeben von

R. Brauns, in Bonn
A. Bergeat, in Kiel
E. Hennig, in Tübingen
J. F. Pompeckj in Berlin



STUTTGART 1921
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
(Erwin Nägele).

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc.

Zur Veröffentlichung im Centralblatt für Mineralogie etc. sind an Original-Mitteilungen weiterhin eingegangen:

(Drucklegung in der Reihenfolge des Eingangs kann aus technischen Gründen nicht gewährleistet werden.)

F. Wähner: Zur Beurteilung der Längsstörungen im mittelböhmischen Faltengebirge. (29. 7. 1921.)

L. Krumbeck: Stratigraphische Ergebnisse von Niedermayer's Reise durch Persien. (31. 7. 1921.)

F. Rinne: Bemerkungen zur orientierenden Wirkung der Kristallfelder des Steinsalzes und des Sylvins. (3. 8. 1921.)

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung (Erwin Nägele),
Stuttgart, Johannesstr. 3a.
Druck von Carl Grüninger Nachf. Ernst Klett, Buchdruckerei Zu Gutenberg, Stuttgart.

15. September 1921 No. 18

Centralblatt
für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem
Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

Herausgegeben von

R. Brauns, in Bonn
A. Bergeat, in Kiel
E. Hennig, in Tübingen
J. F. Pompeckj in Berlin



STUTTGART 1921
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
(Erwin Nägele).

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc.

Besprechungen.

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung (Erwin Nägele), Stuttgart, Johannesstr. 3a.

Druck von Carl Grüninger Nachf. Ernst Klett, Buchdruckerei Zu Gutenberg, Stuttgart.

1. Oktober 1921 No. 19

Centralblatt
für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem

Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

Herausgegeben von

R. Brauns, in Bonn
A. Bergeat, in Kiel
E. Hennig, in Tübingen
J. F. Pompeckj in Berlin

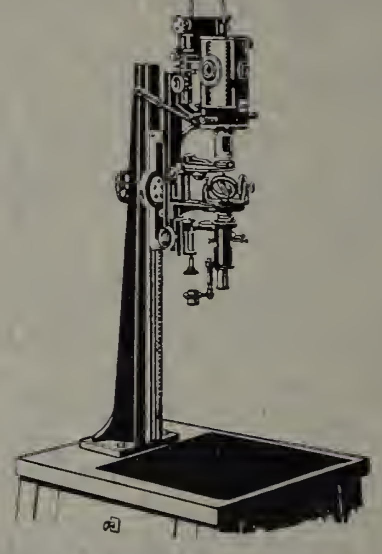


STUTTGART 1921
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
(Erwin Nägele).

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc.

Besprechungen.



Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung (Erwin Nägele),
Stuttgart, Johannesstr. 3 a.
Druck von Carl Grüninger Nachf. Ernst Klett, Buchdruckerei Zu Gutenberg, Stuttgart.

15. Oktober 1921 No. 20

Centralblatt
für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem
Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

Herausgegeben von

R. Brauns, in Bonn
A. Bergeat, in Kiel
E. Hennig, in Tübingen
J. F. Pompeckj in Berlin



STUTTGART 1921
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
(Erwin Nägele).

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc.

Seite

Besprechungen.

Zur Veröffentlichung im Centralblatt für Mineralogie etc. sind an Original-Mitteilungen weiterhin eingegangen:

(Drucklegung in der Reihenfolge des Eingangs kann aus technischen Gründen nicht gewährleistet werden.)

M. Vendl: Beiträge zur Kenntnis der optischen Daten der Albite. (15. 9. 1921.)

P. Tschirwinsky: Pallasit vom Fluß Kurtlak bei Khutor Lipowski, Stanitza Kaspopinskaja, Ust-Medweditzki Distrikt, Gebiet der Donischen Kosaken (Rußland). (18. 9. 1921.)

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung (Erwin Nägele), Stuttgart, Johannesstr. 3a.
Druck von Carl Grüninger Nachf. Ernst Klett, Buchdruckerei Zu Gutenberg, Stuttgart.

1. November 1921 No. 21

Centralblatt
für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem
Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

Herausgegeben von

R. Brauns, in Bonn
A. Bergeat, in Kiel
E. Hennig, in Tübingen
J. F. Pompeckj in Berlin



STUTTGART 1921
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
(Erwin Nägele).

Inhalt.

Zur Veröffentlichung im Centralblatt für Mineralogie etc. sind an Original-Mitteilungen weiterhin eingegangen:

(Drucklegung in der Reihenfolge des Eingangs kann aus technischen Gründen nicht gewährleistet werden.)

K. Frentzen: Keuperflora und Lunzer Flora. (13. 9. 1921.)

E. Dittler: Bemerkungen zur Bestimmung des Ni und Co in Meteoriten. (28. 9. 1921.)

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung (Erwin Nägele), Stuttgart, Johannesstr. 3 a.
Druck von Carl Grüninger Nachf. Ernst Klett, Buchdruckerei Zu Gutenberg, Stuttgart.

21

15. November 1921 No. 22

Centralblatt
für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem
Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

Herausgegeben von

R. Brauns, in Bonn
A. Bergeat, in Kiel
E. Hennig, in Tübingen
J. F. Pompeckj in Berlin



STUTTGART 1921
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
(Erwin Nägele).

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc.

Besprechungen.

Zur Veröffentlichung im Centralblatt für Mineralogie etc. sind an Original-Mitteilungen weiterhin eingegangen:

(Drucklegung in der Reihenfolge des Eingangs kann aus technischen Gründen nicht gewährleistet werden.)

M. Richter: Die Wiehler Mulde im Gebiet der Wiehl zwischen Agger und Bröl im Oberbergischen. (Okt. 1921.)

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung (Erwin Nägele), Stuttgart, Johannesstr. 3a.

Druck von Carl Grüninger Nachf. Ernst Klett, Buchdruckerei Zu Gutenberg, Stuttgart.

1. Dezember 1921 No. 23

Centralblatt
für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem
Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

Herausgegeben von

R. Brauns, in Bonn
A. Bergeat, in Kiel
E. Hennig, in Tübingen
J. F. Pompeckj in Berlin



STUTTGART 1921
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
(Erwin Nägele).

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc.

Zur Veröffentlichung im Centralblatt für Mineralogie etc. sind an Original-Mitteilungen weiterhin eingegangen:

(Drucklegung in der Reihenfolge des Eingangs kann aus technischen Gründen nicht gewährleistet werden.)

E. Glatzel: Über den Magnetkies von Peterswald bei Spornhau im Altvatergebirge. (2. 11. 1921.)

J. Stiny: Beziehungen des Tertiärs der Waldheimat zum Aufbau des Nordostspornes der Alpen. (4. 11. 1921.)

O. Mügge: Zur Kenntnis der optischen und Kohäsions-Eigenschaften des Manganit. (11. 11. 1921.)

P. Tschirwinsky: Pallasit vom Mt. Dyrring, Singleton District, New South Wales, Australia. (11. 11. 1921.)

H. Imdahl: Beiträge zur Petrographie von West-Timor. (17. 11. 1921.)

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung (Erwin Nägele),
Stuttgart, Johannesstr. 3 a.
Druck von Carl Grüninger Nachf. Ernst Klett, Buchdruckerei Zu Gutenberg, Stuttgart.

15. Dezember 1921 No. 24

Centralblatt
für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem
Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

Herausgegeben von

R. Brauns, in Bonn
A. Bergeat, in Kiel
E. Hennig, in Tübingen
J. F. Pompeckj in Berlin



STUTTGART 1921
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
(Erwin Nägele).

Inhalt.

Zur Veröffentlichung im Centralblatt für Mineralogie etc. sind an Original-Mitteilungen weiterhin eingegangen:

(Drucklegung in der Reihenfolge des Eingangs kann aus technischen Gründen nicht gewährleistet werden.)

W. O. Dietrich: Bemerkung zum Genotyp der Brachiopodengattung Platystrophia. (Juli 1921.)

O. M. Reis: Ueber das Hautskelett von Iguanodon. (Aug. 1921.)

M. Schlosser: Untermiocäne Wirbeltierreste aus einer Spalte im Jurakalk von Oberkochen in Württemberg. (12. 10. 1921.)

J. Simionescu: Ueber eine pliocäne Wirbeltierfauna aus Rumänien. (20. 10. 1921.)

R. Hundt: Studien an deutschen Funden der Gattung Monograptus Gein. (Nov. 1921.)

H. Hausen: Zur Frage der Bewegungsrichtungen des abschmelzenden Landeises im Ostbaltikum. (21. 11. 1921.)

E. Hungerer: Ein Belegstück zur Elastizitätstheorie der Faltung. (23. 11. 1921.)

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung (Erwin Nägele), Stuttgart, Johannesstr. 3a.
Druck von Carl Grüninger Nachf. Ernst Klett, Buchdruckerei Zu Gutenberg, Stuttgart.

Centralblatt fü
und Paläontol